

UNIVERSIDADE DE LISBOA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos nas vertentes  
do limite Norte do Concelho de Almada utilizando métodos de  
base física**

Miriam dos Santos Sobral

**Mestrado em Geologia Aplicada**  
Especialização em Geologia de Engenharia

Projeto de Investigação orientado por:  
Professor Doutor Fernando Manuel Silva da Fonseca Marques



## Agradecimentos

A realização deste trabalho não teria sido possível sem o contributo, direto ou indireto, de algumas pessoas às quais queria exprimir o meu apreço e sincero agradecimento.

Em primeiro lugar gostaria de agradecer ao meu orientador, Professor Doutor Fernando Manuel Silva da Fonseca Marques, pela sua orientação, pela sua prestabilidade e disponibilidade, por me ter inserido neste tema tão interessante e importante no qual pude desenvolver competências a diversos níveis e também pelos ensinamentos que me transmitiu que contribuíram para o meu crescimento pessoal e profissional.

Em segundo lugar gostaria de agradecer à Sónia Queiroz e ao Luís Gouveia, pelos dados que me cederam, que contribuíram para a realização de algumas fases do presente trabalho e pela disponibilidade que ambos demonstraram sempre que precisei.

Gostaria também de agradecer às minhas colegas e amigas de Licenciatura e de Mestrado, que de perto, de longe, muito ou pouco, sempre estiveram presentes para um desabafo e para dar algumas dicas e informações importantes.

Por último, mas não menos importante, quero agradecer especialmente aos meus pais, ao meu irmão e ao meu namorado, que me deram as ajudas mais preciosas, a força psicológica, apoio moral e compreensão.



## Resumo

No presente trabalho aborda-se a determinação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente nas bacias hidrográficas do limite Norte do Concelho de Almada, desde a ponte 25 de abril até à região da Trafaria. Para tal, recorreu-se à aplicação de métodos de base física, recorrendo ao módulo hidrológico do SHALSTAB para a determinação do nível piezométrico em cenários de precipitação intensa e ao modelo do talude infinito de análise da estabilidade de vertentes de equilíbrio limite. Para a aplicação do modelo tomou-se como base um inventário de movimentos em vertente realizado anteriormente, onde foram cartografados 183 movimentos.

Para determinar os limiares críticos de precipitação, para os quais é excedida a quantidade de precipitação necessária para a ocorrência de movimentos de vertente, procedeu-se à recolha de dados de precipitações diárias referentes a um período temporal de 32 anos (1985-2017), que foram devidamente tratados e analisados a fim de se obter o valor de precipitação efetiva a ser aplicado no módulo hidrológico do SHALSTAB.

Posteriormente, procedeu-se à obtenção e determinação das variáveis base fulcrais à aplicação do modelo. Deste modo, realizou-se um mapa de declives para a área de estudo através da criação de um MDT (Modelo Digital de Terreno) e recolheu-se informação referente aos parâmetros geotécnicos do solo como pesos volúmicos e permeabilidade, que foram obtidos por pesquisa bibliográfica, e coesão e ângulo de atrito interno efetivos, que foram obtidos por pesquisa bibliográfica e calibrados através de um processo de retroanálise. Estimou-se também a espessura de solo potencialmente instável, deduzida através de três modelos de determinação deste parâmetro, assim como, a espessura de solo saturado obtida pelo módulo hidrológico do SHALSTAB.

Após a construção dos modelos de base física, realizou-se a respetiva validação por comparação com os movimentos registados no inventário, através da construção de curvas ROC (*Receiver Operating Characteristic*) e do cálculo da respetiva Área Abaixo da Curva (AAC), que permitiram verificar a qualidade dos modelos de previsão dos movimentos de massa de vertente, com o melhor modelo a atingir valor de AAC de 0,76, ou seja um modelo aceitável.

Palavras Chave: movimentos de vertente, suscetibilidade, Concelho de Almada, limiares de precipitação, modelo de base física, SHALSTAB.



## Abstract

This work approaches the susceptibility assessment to the occurrence of slope mass movements in the hydrographic basins of the Northern border of the Almada County, from the bridge 25 of April all the way to the Trafaria region. It was applied a physically based model using the hydrological module of SHALSTAB for piezometric level determination in scenarios of intense precipitation and the limit equilibrium model of the infinite slope stability analysis. For the application of the model, an inventory of 183 slope movements which was acquired in previous studies in the study zone, was used as a base.

To determine the critical precipitation thresholds for which the amount of precipitation tends to trigger the occurrence of slope movements is exceeded, was also collected daily precipitation data for a 32-year period (1985-2017), which was treated and analyzed.

Subsequently, the base variables were obtained and determined to the application of the model. A slope angle map was created for the study area by means of an DTM (Digital Terrain Model) and information on soil geotechnical parameters was collected, such as soils unit weights and saturated permeability, which were obtained by bibliographical research and effective cohesion and effective internal friction angle, from bibliography and then later calibrated through a process of retro-analysis of the landslides included in the inventory. It was also estimated the potentially unstable soil's thickness, deduced by the application of three different models, and the saturated soil thickness obtained through the hydrological module SHALSTAB.

The physically based models produced were object of validation by comparison with the landslides recorded in the inventory, through the construction of ROC (Receiver Operating Characteristic) curves and the calculation of the Area Under a Curve (AUC), which allowed the assessment of the performance of the model produced at predicting landslide occurrence, with the best model providing an acceptable result of AUC of 0.76.

Keywords: landslides, susceptibility, Almada County, rainfall thresholds, Physically based modelling, SHALSTAB.





# Índice

Agradecimentos.....	III
Resumo.....	V
Abstract .....	VII
Índice de Figuras .....	XI
Índice de Tabelas.....	XIII
Lista de Abreviaturas.....	XIV
Lista de Símbolos .....	XV
1. Introdução e Objetivos .....	1
2. Enquadramento da área de estudo .....	4
2.1 Enquadramento Geográfico.....	4
.....	5
2.2 Enquadramento Geológico .....	6
2.3 Litostratigrafia.....	8
2.3.1 Miocénico.....	8
2.3.1.1 Areolas da Estefânia (MII) .....	8
2.3.1.2 Calcários de Entrecampos (“Banco Real”) (MIII) .....	8
2.3.1.3 Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa).....	9
2.3.1.4 Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb).....	9
2.3.1.5 Calcários de Casal Vistoso (MVa1) .....	10
2.3.1.6 Areias com <i>Placuna miocenica</i> (MVa2) .....	10
2.3.1.7 Calcário de Musgueira (MVa3).....	10
2.3.1.8 Areias do Vale de Chelas e Calcários de Quinta das Conchas (MVb e MVc) .....	11
2.3.1.9 Argilas Azuis de Xabregas (MVIa) .....	11
2.3.1.10 Grés de Grilos e Calcário de Marvila (MVIb e MVic) .....	11
2.3.1.11 Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb) .....	11
2.3.2 Recente .....	12
2.3.2.1 Aluviões.....	12
2.3.2.2 Aterros .....	12
2.4 Enquadramento Geomorfológico .....	12
2.5 Enquadramento Tectónico e Neotectónico.....	13
2.6 Enquadramento Hidrogeológico.....	14
3. Fundamentação teórica.....	16
3.1 Movimentos de vertente: Tipos e causas da sua ocorrência.....	16
3.2 Suscetibilidade, vulnerabilidade, perigosidade e risco .....	19

4. Metodologias .....	20
4.1 Determinação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente – Métodos de base física .....	20
4.1.2 Método do Talude Infinito.....	20
4.1.3 Modelo hidrogeológico em condições estáticas – SHALSTAB .....	22
5. Determinação da suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos .....	25
5.1 A Geologia como fator preponderante no desencadeamento de instabilidades .....	25
5.2 Inventário de movimentos de vertente .....	25
5.3 Variáveis/ Dados necessários à aplicação do modelo de base física .....	27
5.3.1 Declive.....	27
5.3.2 Parâmetros geotécnicos dos solos .....	28
5.3.3 Propriedades hidrogeológicas dos solos .....	29
5.4 Retroanálises dos movimentos de vertente.....	30
5.5 Dados de Precipitação .....	31
5.5.1 Limiares críticos de precipitação.....	34
5.6 Espessura de solo potencialmente instável.....	39
5.6.1 Expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti <i>et al.</i> (2009).....	39
5.6.2 Modelo proposto por Saulnier <i>et al.</i> (1997) .....	40
5.6.3 Espessura de solo constante.....	40
5.7 Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável .....	42
6. Suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente .....	48
6.1 Modelo de Base Física .....	48
7. Validação dos resultados .....	51
7.1 Validação do modelo de base física .....	52
8. Sensibilidade do modelo do Talude Infinito à variação da água no solo (cenário precipitação = 0 mm/dia) .....	54
9. Mapa de suscetibilidade final .....	55
10. Discussão de resultados e conclusões.....	58
10.1 Trabalho futuro.....	60
11. Referências Bibliográficas .....	61
12. Anexos.....	66

## Índice de Figuras

Figura 1.1 - Fluxograma representativo da ordem de trabalhos. ....	3
Figura 2.1 - Enquadramento geográfico da área de estudo. [Coordenadas geográficas (entre Trafaria e Ponte 25 de Abril): 38°40'15.50"N, 9°13'56.31"W e 38°40'47.13"N, 9°10'29.46"W]. ....	5
Figura 2.2 - Mapa geológico da área de estudo (adaptado de FCT/CEG e CMA/DEGAS (2005) Carta Geológica do Concelho de Almada 1:20.000, com pormenorização da Zona Ribeirinha Norte na escala 1: 15.000). ....	7
Figura 3.1 - Da esquerda para a direita: Deslizamento rotacional; Deslizamento translacional; Deslizamento translacional em blocos. (Adaptado de Varnes, 1978)(Soil creep) ....	16
Figura 3.2 - Da esquerda para a direita: Deslizamento rotacional; Deslizamento translacional; Deslizamento translacional em blocos. (Adaptado de Varnes, 1978). ....	17
Figura 3.3 - Fatores condicionantes para a diminuição do Fator de Segurança de uma vertente com a variação temporal. (Adaptado de Popescu, 1994). ....	18
Figura 4.1 - Representação de uma superfície de talude infinito para solos coesivos com o fluxo de água paralelo à superfície. (Adaptado de Vasconcelos, 2011). ....	21
Figura 4.2 - Elementos topográficos utilizados no programa TOPOG (Adaptado de Montgomery e Dietrich, 1994) ....	23
Figura 5.1 - Inventário de movimentos de vertente realizado para a área de estudo. ....	26
Figura 5.2 - Mapa de declives e respetivas classes de declive para a área de estudo. ....	28
Figura 5.3 - Quantidade total de precipitação anual na região de Almada (média referente ao período de 1941/70). (Adaptado de Lamas, 1998). ....	32
Figura 5.4 - Variação das precipitações anuais para o período temporal de 1985-2017. A reta representada a negro corresponde à precipitação média anual. ....	33
Figura 5.5 - Representação gráfica das precipitações acumuladas com as datas de ocorrência de movimentos de vertente. ....	34
Figura 5.6 - Localização das duas principais estações meteorológicas usadas para recolha dos dados de precipitação. Relação de proximidade entre as duas. ....	35
Figura 5.7 – Correlação entre a soma das precipitações diárias de dois dias contíguos da estação de São Julião do Tojal e da estação do Monte da Caparica. ....	35
Figura 5.8 - Limite mínimo e máximo de precipitação para a ocorrência de movimentos de vertente para a região de Lisboa (dados de Lisboa-Geofísico, período temporal de 1865-2010) (Segundo Zêzere et al., 2014). ....	37
Figura 5.9 - Expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009). ....	40
Figura 5.10 - Mapa de distribuição da espessura de solo potencialmente instável (h), obtida através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009). ....	41
Figura 5.11 - Mapa de distribuição da espessura de solo potencialmente instável (h), obtida pelo modelo proposto por Saulnier et al. (1997). ....	41
Figura 5.12 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009). ....	43
Figura 5.13 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através do modelo proposto por Saulnier et al. (1997). ....	43

Figura 5.14 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo constante (0,8m).....	44
Figura 5.15 - Mapa de uso e ocupação do solo realizado para a área de estudo. ....	45
Figura 5.16 - Mapa da distribuição da taxa de infiltração pelas diferentes classes de uso e ocupação do solo. ....	46
Figura 5.17 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009), contemplando o uso e ocupação do solo. ....	47
Figura 5.18 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et. al. (2009), contemplando o uso e ocupação do solo. ....	47
Figura 6.1 - Mapa de suscetibilidade para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009). ....	49
Figura 6.2 - Mapa de suscetibilidade para a espessura de solo potencialmente instável obtido através do modelo proposto por Saulnier et al. (1997). ....	49
Figura 6.3 - Mapa de suscetibilidade obtido para o modelo de espessura de solo constante (0,8m). ...	50
Figura 7.1 - Curvas ROC representativas dos três graus de capacidade discriminativa (Adaptado de Braga, 2000). ....	51
Figura 7.2 - A vermelho: Curva de sucesso (ROC) representativa do mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pela expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009); a verde: Curva de sucesso (ROC) representativa do mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pelo modelo proposto por Saulnier et al. (1997); a azul: - Curva de sucesso (ROC) representativa do mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pelo modelo de espessura de solo constante (0,8m). ....	53
Figura 8.1 - Mapa de suscetibilidade obtido para uma situação de precipitação = 0 mm/dia (m=0). ...	54
Figura 9.1 - Mapa de suscetibilidade final para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009), contemplando o uso e ocupação do solo. ....	56
Figura 9.2 - Mapa de suscetibilidade final para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009), contemplando o uso e ocupação do solo e as recomendações das Orientações Estratégicas da REN pelo método do Valor Informativo (Marques et al., 2017). ....	57

## Índice de Tabelas

Tabela 3.1 - Classificação de movimentos de vertente (adaptado de Varnes 1978). .....	16
Tabela 3.2 - Classes de velocidades de movimentos de terrenos em taludes. (Adaptado de Lamas, 1998). .....	18
Tabela 4.1 - Estabilidade relativa quanto às classes de Fator de Segurança. (Adaptado de Vasconcelos, 2011).....	20
Tabela 5.1 - Área total e Área deslizada em cada unidade litostratigráfica. ....	26
Tabela 5.2 - Effective Ratio (ER) de cada unidade litostratigráfica. ....	27
Tabela 5.3 - Propriedades geotécnicas iniciais das unidades litostratigráficas. (Adaptado de Vasconcelos, 2011). ....	29
Tabela 5.4 - Propriedades hidrogeológicas das unidades litostratigráficas. (Adaptado de Vasconcelos, 2011).....	30
Tabela 5.5 - Parâmetros geotécnicos finais das unidades litostratigráficas.....	31
Tabela 5.6 - Datas dos principais episódios de instabilidade ocorridos no período temporal de 1987-2010, para a região de Lisboa.....	33
Tabela 5.7 - Valores de precipitação acumulada (Cr) para os diferentes cenários de precipitação. A cinzento está representado o cenário de precipitação utilizado no SHALSTAB e a vermelho estão os limiares críticos excluídos para a ocorrência de movimentos de vertente). ....	38
Tabela 5.8 - Área correspondente para cada classe de uso e ocupação do solo. ....	45
Tabela 9.1 - Classes de suscetibilidade referentes a cada intervalo de valores de fator de segurança. .	55

## Lista de Abreviaturas

AAC – Área Abaixo da Curva;  
CMA – Câmara Municipal de Almada;  
DEGAS – Departamento de Estratégia e Gestão Ambiental Sustentável;  
FCT/UNL – Faculdade de Ciências e Tecnologias da Universidade Nova de Lisboa;  
FFP – Fração de Falsos Positivos.  
FS – Fator de Segurança;  
FVP – Fração de Verdadeiros Positivos;  
MDT – Modelo Digital de Terreno;  
ROC – *Receiver Operating Characteristic*;  
SHALSTAB – *Shallow Slope Stability Model*;  
SIG – Sistemas de Informação Geográfica;  
SNIRH – Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos;  
TIN – *Triangular Irregular Network*;  
UNESCO – *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*;  
WPIWLI – *Working Party on World Landslide Inventory*.

## Lista de Símbolos

a – Área de contribuição a montante;  
ai – Valor da ordenada correspondente a Li;  
Al – Área deslizada;  
b – Largura da unidade de terreno (*píxel*);  
bi - Valor da ordenada correspondente a Lsi.  
c' – Coesão efetiva;  
Cr – Precipitação acumulada;  
D – Duração em dias;  
dw – Espessura de solo saturado;  
h, z, mi – Espessura de solo potencialmente instável;  
K – Coeficiente de permeabilidade;  
Lsi-Li – Amplitude da classe;  
 $m, \frac{dw}{z}$  – Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo pontencialmente instável;  
mmáx – Espessura de solo máxima;  
mmin – Espessura de solo mínima;  
q – Precipitação efetiva;  
T – Transmissividade;  
Vl – Volume deslocado;  
 $\beta, \theta$  – Declive da vertente;  
 $\beta_{\text{máx}}$  – Valor máximo de declive;  
 $\beta_{\text{min}}$  – Valor mínimo de declive;  
 $\gamma$  – Peso volúmico natural do solo;  
 $\gamma_{\text{sat}}$  – Peso volúmico saturado do solo;  
 $\gamma_{\text{sub}}$  – Peso volúmico submerso do solo;  
 $\phi'$  – Ângulo de atrito interno efetivo;  
 $f_i$  – Taxa de infiltração de água no solo.





# 1. Introdução e Objetivos

“As instabilidades de vertente compreendem um conjunto complexo de movimentos em massa dos terrenos, em vertentes naturais e taludes artificiais, que são potencialmente geradores de risco para as atividades humanas. Trata-se de fenómenos com escala dimensional muito variada, desde quedas de blocos em escarpas com volumes da ordem do decímetro cúbico, até escorregamentos profundos, envolvendo milhões de metros cúbicos, passando por movimentos de dimensão intermédia (escorregamentos, desabamentos e tombamentos ou balançamentos), que têm impacto crescente em estruturas e provocam numerosas perdas de vidas.” (Marques, 2008).

A ocorrência de movimentos de vertente encontra-se ligada aos eventos extremos de atividade dos fatores desencadeantes, como os eventos de precipitação intensos e/ou prolongados, sismos, etc.; estas causas atuam como uma ação instabilizadora nas zonas onde os terrenos se encontram alterados/degradados ou compartimentados devida à ação da erosão e da meteorização ocorridas ao longo do tempo (Vasconcelos, 2011).

Autores como Varnes, (1984), Guzzetti, (2005), Carrara, *et al.*, (1991) e Hutchinson, (1995), consideram que a avaliação da suscetibilidade à ocorrência de instabilidades tem como base três princípios fundamentais:

- Os movimentos de vertente podem ser reconhecidos, classificados e cartografados;
- Os fatores de instabilidade causadores dos movimentos podem ser identificados, registados e usados na construção de modelos de predição;
- A ocorrência de movimentos de vertente pode ser representada, espacialmente, num zonamento da área de estudo em classes de suscetibilidade.

Posto isto, pode assumir-se que os futuros movimentos de vertente têm maior probabilidade de ocorrer em áreas onde as condições dos terrenos são semelhantes às que deram origem aos movimentos de vertente no passado, pelo que se pode prever geograficamente o local onde futuros movimentos possam ocorrer (Chung & Fabbri, 1999; Guzzetti, 2005 *in* Lajas, 2016).

A susceptibilidade, ou seja, a probabilidade de ocorrência de um fenómeno potencialmente perigoso num dado local, sem quaisquer implicações de magnitude ou de escala temporal ou período de retorno, tem sido abordada utilizando duas aproximação distintas: 1) técnicas de base estatística, baseadas nas relações espaciais entre os movimentos de vertente ocorridos no passado e fatores de predisposição com potencial influência na ocorrência dos movimentos, como o declive, a litologia, a exposição, a curvatura, o uso do solo, o índice topográfico de humidade ("*Topographic Wettness Index*") entre outros; 2) técnicas de base física, geotécnica, pela utilização de um modelo de análise de estabilidade de vertente, geralmente o talude infinito, acoplado a modelos hidrológicos simples, estáticos (e.g., SHALSTAB, Montgomery e Dietrich, 1994; SINMAP, Pack *et al.*, 1998), ou dinâmicos (TRIGRS, Iverson, 2000; Malet *et al.*, 2005).

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente tem sido realizada desde a década de 70 do século XX, inicialmente com recurso a técnicas de cartografia direta, mas, com o decorrer do tempo, e com o avanço do conhecimento científico e do desenvolvimento tecnológico, foram sendo desenvolvidos novos métodos de avaliação da suscetibilidade, comumente denominados como indiretos (estatísticos e determinísticos) (Lajas, 2016). Os métodos de base estatística de avaliação da suscetibilidade foram introduzidos na década de 80, mas, começaram a ter uma maior abordagem no final do século XX, início do século XXI (e.g., Aleotti, 1999; Chung & Fabbri, 2003). Com o avanço tecnológico verificou-se a expansão da abordagem aos métodos determinísticos, ou de base física, na

avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente à escala regional (e.g., Montgomery & Dietrich, 1994; Pack *et al.*, 1998; Iverson, 2000; Malet *et al.*, 2005).

O aumento da população mundial levou, nas últimas décadas, ao crescimento descontrolado da construção em muitas zonas potencialmente perigosas e ao desordenamento do território, que, consequentemente, levou ao aumento dos impactes em infraestruturas e perdas socioeconómicas (Guzzetti, 2005; Zêzere, 2001 *in* Pimenta, 2011).

O Concelho de Almada, apresenta um longo historial de movimentos de vertente, tendo como principal causa a topografia acidentada, as deficientes características geotécnicas das unidades geológicas presentes na zona, a que acresceram as inúmeras atividades antrópicas que se têm desenvolvido. Devido ao elevado crescimento industrial e populacional das últimas décadas, houve uma instalação acrescida de pessoas e infraestruturas em locais de perigo de instabilidade, que levou à necessidade, por parte das entidades competentes, da elaboração de documentação de cariz geotécnico que apoie as mesmas na tomada de decisões sobre o uso do solo (Silva *et al.*, 2006).

A zona norte do Concelho de Almada não foi exceção, pois, registou-se um incremento populacional que levou a uma diminuição na capacidade de resposta dos solos aumentando a probabilidade de ocorrência de escorregamentos. Junto à costa, na zona escarpada, a ação dos fatores naturais combinada com a contínua pressão humana exercida sobre essa zona, facilita o desabamento e/ou tombamento de blocos do maciço rochoso aí presente. Neste contexto, a cartografia de suscetibilidade à ocorrência de instabilidades em vertente é um instrumento fundamental para o ordenamento e gestão do território, contribuindo para a minimização dos efeitos dos desastres naturais.

Tendo já sido elaborada cartografia de suscetibilidade à ocorrência de instabilidades em vertentes, escarpas e arribas do concelho de Almada para a proposta de áreas a integrar na Reserva Ecológica Nacional (Marques *et al.*, 2015), de acordo com as recomendações da Orientações Estratégicas da REN, que, para as instabilidades em vertente preconiza a utilização de um método de base estatística, o do Valor Informativo, e com o objetivo de testar a aplicação de outras técnicas ao problema da suscetibilidade, foi ensaiada a aplicação de um modelo de base física.

Neste contexto, o principal objetivo deste trabalho consiste em criar um mapa de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente nas bacias hidrográficas do limite Norte do Concelho de Almada, desde a ponte 25 de Abril até à região da Trafaria, por meio dos seguintes métodos de base física:

- Módulo hidrológico do SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994), que permite a determinação do nível piezométrico em cenários de precipitação intensa e assim obter a razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado ( $m$ );
- Modelo do Talude Infinito (Sharma, 2002), de análise de estabilidade de vertentes de equilíbrio limite, para o cálculo do Fator de Segurança (FS).

A criação de cartografia de instabilidade de vertentes tem sido cada vez mais importante, devido aos riscos associados à ocorrência de fenómenos de instabilidade, assim como os efeitos que estes possam provocar nas populações. A importância de se realizar um mapa de suscetibilidade para a área de estudo, advém dos numerosos movimentos de vertente até à data registados na mesma, a fim de minimizar os riscos e perdas de futuros eventos.

O cálculo da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente da zona em estudo foi realizado tendo como base a seguinte ordem de trabalhos, que se encontra representada no fluxograma:

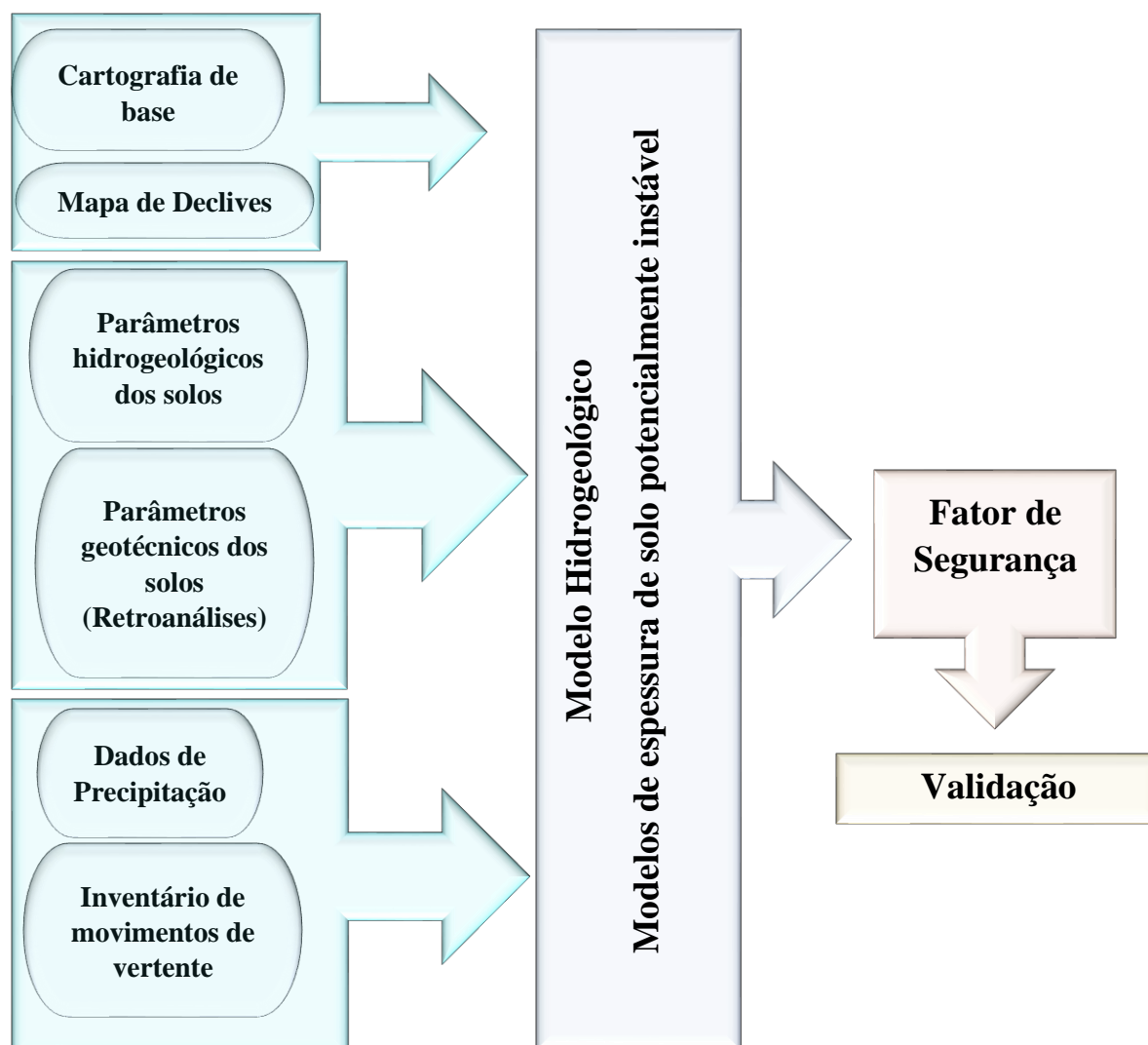


Figura 1.1 - Fluxograma representativo da ordem de trabalhos.

## 2. Enquadramento da área de estudo

### 2.1 Enquadramento Geográfico

A área de estudo localiza-se em Portugal Continental, pertence ao distrito de Setúbal, região da Península de Setúbal e Concelho de Almada.

As vertentes, escarpas e taludes da margem sul do rio Tejo estendem-se frente a Lisboa, ao longo de 7300 metros numa direção aproximadamente ENE-WSW, marginando o rio desde Cacilhas até à vila de Trafaria. Nesta localidade, os afloramentos miocénicos são interrompidos pela depressão, eventualmente de origem tectónica e preenchida por acumulações eólicas recentes e aluviões, da vala (ou ribeira) da Enxurrada (ou da Trafaria) (Lamas,1998). No entanto, a área de estudo está restringida às bacias hidrográficas do limite Norte do Concelho de Almada desde a Trafaria até à ponte 25 de Abril, que tem características geológicas e geomorfológicas semelhantes. O declive é mais acentuado na zona norte, que se encontra fortemente entalhada por linhas de água, e vai-se tornando cada vez mais suave à medida que caminhamos para sul da área de estudo (este volta a acentuar na zona correspondente à Arriba Fóssil da Costa da Caparica que já não faz parte da área de estudo). A estrutura das formações geológicas e a litologia que as constitui, são as responsáveis pelo aspeto escarpado que caracteriza toda a margem esquerda do Tejo.

A morfologia da área em estudo é caracterizada pela presença de uma vertente escarpada, com perfil transversal marcado pela presença de troços de escarpa, com declives superiores a 45° e talhados em rochas carbonatadas brandas, alternando com vertentes com declives substancialmente inferiores, cortadas em formações argilosas e arenosas e cobertas por espessura variável de solos de cobertura e depósitos de vertente. As alternâncias de conjuntos de camadas com comportamento de rochas brandas e de solos sobreconsolidados confere à encosta um perfil transversal quebrado, em escadaria, que se estende até ao topo.

A vertente está modelada pela erosão hídrica que conduziu ao desenvolvimento de vales encaixados, com linhas de água curtas e com declive longitudinal elevado, com flancos com morfologia em degraus condicionada pelos contrastes de resistência dos terrenos do substrato miocénico e que se se ligam em continuidade com a morfologia da frente norte da vertente.

O mapa da localização da área de estudo encontra-se na Figura 2.1.

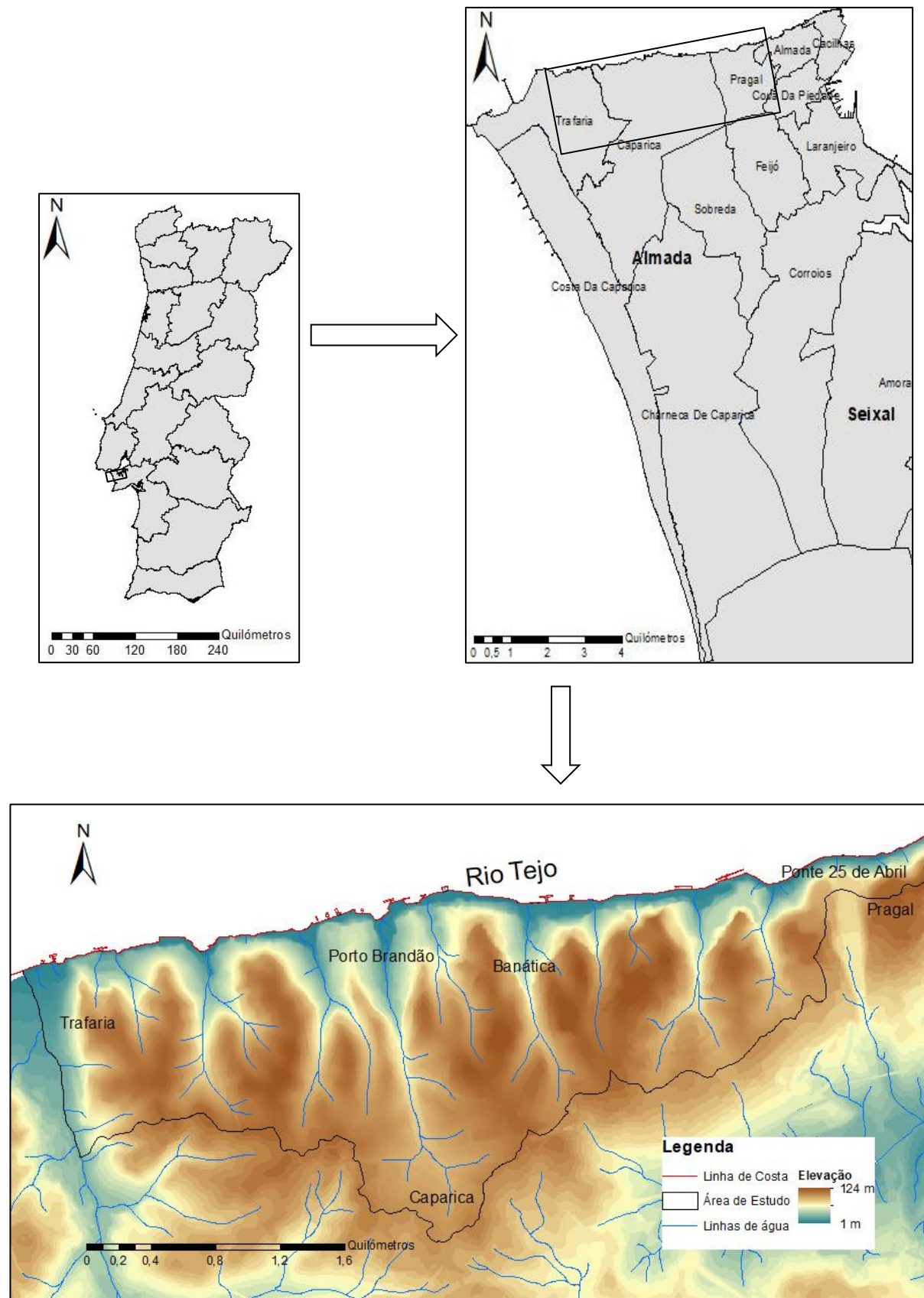


Figura 2.1 - Enquadramento geográfico da área de estudo. [Coordenadas geográficas (entre Trafaria e Ponte 25 de Abril): 38°40'15.50"N, 9°13'56.31"W e 38°40'47.13"N, 9°10'29.46"W].

## 2.2 Enquadramento Geológico

A zona a norte do concelho de Almada, adjacente à margem sul do Tejo, é essencialmente constituída por depósitos do Miocénico marinho e fluvio-marinho da região de Lisboa (Burdigaliano a Tortoniano), cujas camadas apresentam inclinações reduzidas para sudeste.

As colinas de Almada correspondem ao flanco setentrional de uma das principais unidades morfoestruturais da Península de Setúbal, o sinclinal de Albufeira. Trata-se de uma bacia sedimentar cujos depósitos, terciários e quaternários, se apresentam ligeiramente arqueados e cuja zona axial se situa, aproximadamente, ao longo do alinhamento formado pela Lagoa de Albufeira e Vale da Apostiça (Lamas, 1998). Esta estrutura tem orientação ENE-WSW tal como os dobramentos que conformam a cadeia da Arrábida, a outra grande unidade morfoestrutural da Península de Setúbal, com a qual o sinclinal de Albufeira confina a sul e, como este, gerada durante a fase compressiva Bética da orogenia Alpina, iniciada no Miocénico superior e atuante de SSE para NNW (Cabral *et al.*, 1984).

Os terrenos miocénicos são constituídos por sucessões alternantes de siltes, argilas, areias e areolas, mais ou menos consolidados e com maior ou menor proporção de carbonatos, margas e, mais raramente, calcários lumachélicos compactos (Lamas, 1998). A diversidade de fácies destes terrenos e a sua grande riqueza micropaleontológica permitiram, distinguir ao longo dos diferentes andares do Miocénico marinho da região de Lisboa oito ciclos sedimentares separados por descontinuidades regionais que se traduzem em superfícies transgressivas (Antunes *et al.*, 1998).

A litologia desempenha um papel importante na diferenciação da forma das vertentes sobranceiras ao Tejo e no perfil das linhas de água adjacentes. As camadas que integram as principais divisões, definidas por Cotter (1956) para o Miocénico marinho de Lisboa, sofrem importantes variações laterais de fácies de um extremo ao outro da costeira. Tais variações poderão justificar, em parte, a diferenciação observada no perfil das vertentes, nomeadamente entre os trechos a leste e a oeste da ponte 25 de Abril; para oeste da ponte a quantidade e espessura dos estratos areno-margosos e dos bancos de acumulações de conchas e moldes de conchas vão-se reduzindo progressivamente, dando lugar a camadas mais brandas e de granulometria cada vez mais finas. Todas estas variações concorrem para que as vertentes fronteiras ao Tejo, que no sector entre Cacilhas e a ponte apresentam importantes trechos muito inclinados, mesmo quase verticais com várias dezenas de metros, se tornem, para oeste da ponte, progressivamente menos inclinados (Lamas, 1998).

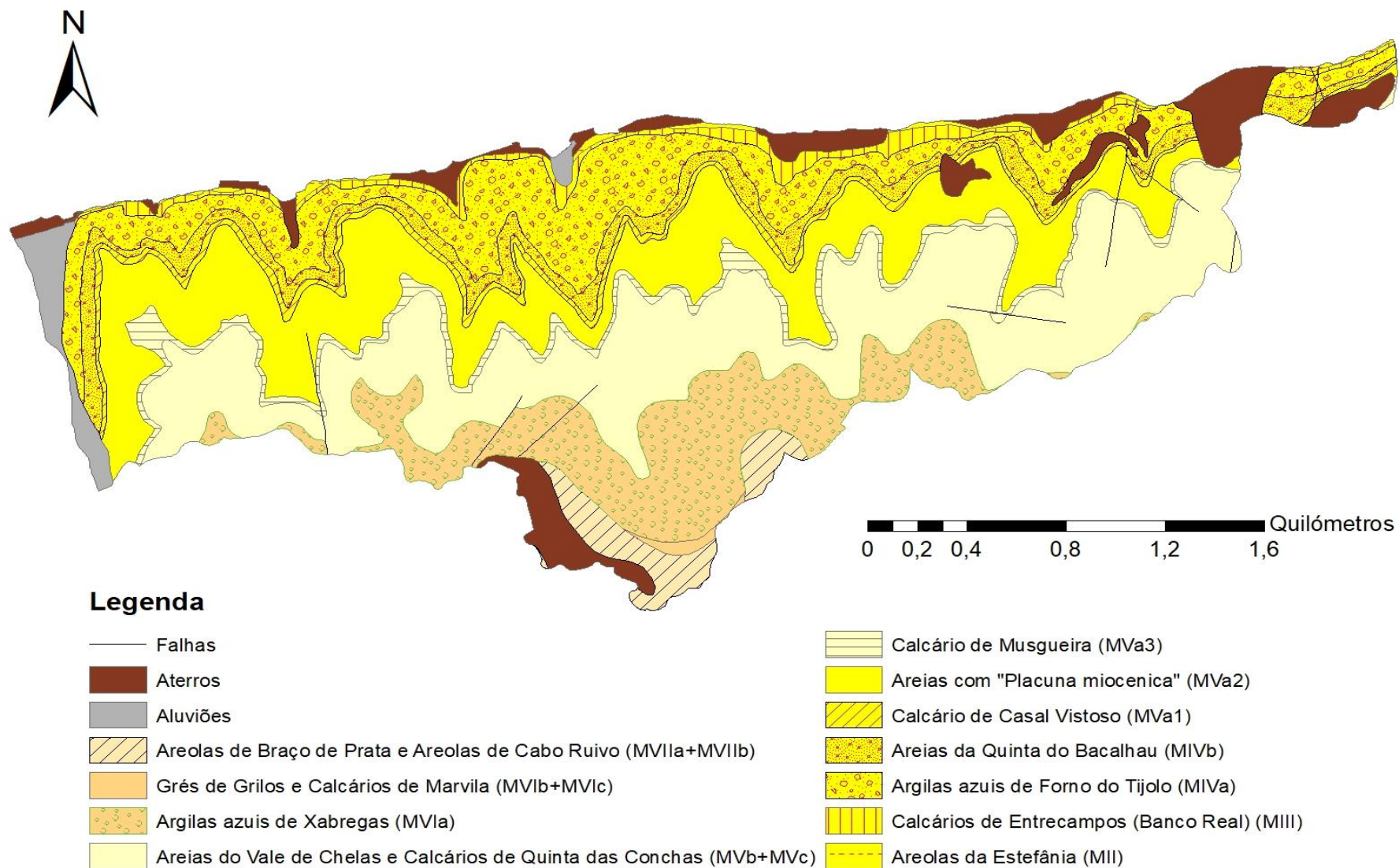


Figura 2.2 - Mapa geológico da área de estudo (adaptado de FCT/CEG e CMA/DEGAS (2005) Carta Geológica do Concelho de Almada 1:20.000, com pormenorização da Zona Ribeirinha Norte na escala 1: 15.000).



## 2.3 Litostratigrafia

Os terrenos que constituem a área de estudo pertencem maioritariamente ao Miocénico marinho e fluvio-marinho da região de Lisboa (Burdigaliano a Tortoniano). Para a descrição dos terrenos miocénicos, adotou-se a classificação litostratigráfica proposta por Cotter (1956; 1903-04).

A área em estudo encontra-se cartografada na Carta Geológica do Concelho de Almada, com pormenorização da Zona Ribeirinha Norte na escala 1:15000, na Carta Geológica de Lisboa na escala 1:20000 de 1940 e nas folhas 4 (Lisboa) e 3 (Cascais) da Carta Geológica dos arredores de Lisboa publicadas em 1950 e 1981, respetivamente, na escala 1:50000.

### 2.3.1 Miocénico

Tendo por base a bibliografia disponível, descrevem-se os terrenos miocénicos abrangidos pela zona em estudo, que incluem as seguintes unidades, da mais antiga para a mais recente: Areolas da Estefânia (MII), Calcários de Entrecampos (MIII), Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa), Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb), Calcários de Casal Vistoso (MVa1), Areias com *Placuna miocénica* (MVa2), Calcários da Musgueira (MVa3), Areias do Vale de Chelas e Calcários de Quinta das Conchas (MVb e MVc), Argilas Azuis de Xabregas (MVIa), Grés de Grilos e Calcários de Marvila (MVIIb e MVIIc), Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb), aluviões e aterros.

#### 2.3.1.1 Areolas da Estefânia (MII)

Correspondem a depósitos essencialmente areno-siltosos, micáceos, com algumas intercalações fossilíferas ricas em conchas e afloram ao longo da margem do rio, no sopé emerso da escarpa, entre Arealva e o forte da Trafaria (Lamas, 1998).

Segundo Antunes (*in* Pais, 1981), foi possível, observar esta unidade na zona de Boca do Vento, antes da colocação, de aterros ao longo da margem do Tejo, e que lhe permitiu medir, a partir no nível de maré baixa, 10,5 metros de bancadas silto-argilosas e leitos fossilíferos de arenitos calcários e calcarenitos, que se iam tornando cada vez mais arenosos, finos a grosseiros (por vezes com seixos), para o topo do afloramento.

Num perfil geológico realizado por Fonseca (1977), em Palença de Baixo, foram detetados 4,1 metros de estratos constituídos por areias ricas em conchas e argilas pouco arenosas, em baixa quantidade. Já num corte descrito por Zbyszewski, (1957, 1963), em Porto Brandão, esta unidade aparece representada com uma espessura superior a 10 metros, medida a partir do nível do rio, de “arenitos argilosos micáceos”, “arenitos calcários” e “calcários fossilíferos”, amarelo-esbranquiçados, intercalados com “argilas esverdeadas”.

Também num corte realizado na escarpa sobranceira à praia do Portinho da Costa, Antunes *et al.* (1992), identificaram cerca de 15,5 metros de camadas maioritariamente arenosas carbonatadas e calcareníticas, muito fossilíferas e algumas camadas silto-argilosas.

#### 2.3.1.2 Calcários de Entrecampos (“Banco Real”) (MIII)

Segundo Lamas (1998), corresponde a uma sucessão de arenitos e calcarenitos, amarelados a acinzentados, geralmente muito fossilíferos com algumas intercalações arenosas, menos consolidadas,



para o topo; a inclusão destes, em alguns registos de sondagens realizadas em Palença de Baixo, Banática e Porto Brandão, mostra que são essencialmente constituídos por calcarenitos e arenitos calcários fossilíferos podendo conter, algumas intercalações de arenitos argilosos e areolas e, muito raramente, siltes argilo-arenosos.

Os Calcários de Entrecampos afloram ao longo da margem do Tejo entre Arialva e Trafaria, estendendo-se algumas dezenas de metros para o interior formando escarpas ao longo de bases de vertentes de alguns vales transversais mais encaixados (Porto Brandão, Lazareto e Portinho da Costa) (Lamas, 1998).

Relativamente à espessura desta unidade, segundo Lamas (1998), num corte efetuado por Antunes e Legoinha, (1996) que intercetou a encosta sob o Cristo-Rei, esta camada apresentou cerca de 5m de espessura. Nos perfis geológicos de Palença de Baixo apresentados por Fonseca (1977), a cerca de um quilómetro a poente da zona anterior, é atribuída uma possança de 6 a 7 metros. As observações de Zbyszewski (1957), revelam que esta camada ultrapassa os 13,4 m na zona de Alfazina e que em Porto Brandão estas camadas apresentam 10,8 metros e mais de 7,2 metros no Portinho da Costa, constatando-se, portanto, uma diminuição da espessura de este para oeste.

Percentagens de litologias presentes: “Calcarenitos fossilíferos”, “areias calcárias” e “margas arenosas” – 48,6% (Fonseca, 1977); “calcários fossilíferos” e “arenitos calcários fossilíferos” – 65,3% (sendo os restantes 34,7% correspondentes a “arenitos argilosos” e a “siltes argilo-arenosos”) (Construções Técnicas, SARL, 1982); a oeste de Palença de Baixo, segundo cortes descritos por Zbyszewski (1957), a componente calcária ou areno-calcária ultrapassa os 80%.

#### **2.3.1.3 Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa)**

De acordo com Lamas (1998), nos cortes geológicos realizados por Fonseca (1977) em Palença de Baixo, esta unidade é constituída por argilas siltosas e siltes argilosos, de cor predominantemente cinzento-azulada, tendo na sua constituição, por vezes, alguma componente arenosa, dispostas em bancadas com espessuras métricas que chegam a atingir 9 metros de possança, alternando com leitos decimétricos de calcarenitos fossilíferos. Segundo o mesmo autor esta unidade encontra-se presente ao longo dos taludes da margem sul do Tejo desde Ginjal até Trafaria.

A espessura desta unidade varia, de um extremo ao outro das colinas de Almada, apresentando pouco menos de 23 metros na zona da Boca do Vento a cerca de 35 metros na colina do monumento do Cristo-Rei (Antunes e Legoinha, 1996). Nos cortes realizados por Fonseca (1977) em Palença de Baixo, a unidade das Argilas Azuis de Forno do Tijolo diminui a sua espessura atingindo cerca de 27 metros, e para Oeste até à vila de Trafaria esta aproxima-se dos 40 metros.

Percentagens das litologias presentes: 70-100% de argilas siltosas, 0-12% de areolas e areias finas argilosas e 1-7% de calcários, calcarenitos e arenitos calcários muito fossilíferos (Antunes *et al.*, 1992; Antunes e Legoinha, 1996) – sondagens realizadas desde Palença de Baixo até Porto de Buxos; Na descrição realizada por Fonseca (*op. cit.*), efetuada em Palença de Baixo estimaram 81% de argilas por vezes arenosas, 6% de “areias pouco argilosas” e 13% de estratos decimétricos de “calcários arenosos” ou fossilíferos e “margas fossilíferas”.

#### **2.3.1.4 Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb)**

Corresponde a uma sucessão predominantemente detrítica, de areias finas a grosseiras de ambiente de deposição estuarino (Antunes e Legoinha, 1996), com intercalações lumachélicas. As

bancadas fossilíferas, quando afloram em escarpa, formam consolas muito pronunciadas de aspeto irregular e cavernoso (Boca do Vento, Fonte da Pipa e Olho de Boi); as areias são de cor amarelada, o que facilita a individualização desta unidade em relação às argilas da unidade M<sub>Iva</sub>, ocorrendo também calcarenitos, em regra fossilíferos, de espessura decimétrica a métrica (Lamas, 1998).

Quanto às espessuras desta unidade Cotter (1903-04), mediu, na região de Forno do Tijolo, a nascente de Palença de Baixo, 9 a 10 metros de areias e arenitos, finos a grosseiros, por vezes muito ricos em valvas de ostras. Resultados obtidos de sondagens e estudos realizados em vários locais da margem esquerda do Tejo permitiram concluir que esta divisão de Cotter, que se prolonga desde Cacilhas até à Trafaria, teria uma espessura que varia entre os 17 e 18 metros, respetivamente, em Boca do Vento (Pais, 1981) e Palença de Baixo (Fonseca, 1977) e um máximo de 30 metros nas proximidades do monumento do Cristo-Rei (Antunes e Legoinha, 1996).

#### **2.3.1.5 Calcários de Casal Vistoso (M<sub>Va1</sub>)**

Corresponde a uma unidade constituída por camadas areníticas a calcareníticas, por vezes ricas em conchas, de aspeto maciço que ocorre de forma relativamente contínua desde Olho de Boi até Trafaria (Lamas, 1998).

Na zona de Almada (Antunes *in* Pais, 1981) e de Palença de Baixo (Fonseca, 1977), as espessuras desta unidade são estimadas em 3 e 3,6 metros, respetivamente.

No talude sob o monumento do Cristo-Rei avaliou-se cerca de 5 metros de espessura de arenitos ricos em moldes de moluscos (Antunes e Legoinha, 1996). A partir de Palença, devido a uma alteração geral do perfil das escarpas e, possivelmente, a um aumento na sua possança (mais de 7 metros na zona da Banática), conforma um “degrau”, contínuo, sobre os trechos de taludes sobranceiros ao rio, assim como ao longo dos vales transversais; a partir de Quinta dos Buxos, a unidade, aparece com 4 metros de espessura ao longo da vertente este do vale de Trafaria (Lamas, 1998).

#### **2.3.1.6 Areias com *Placuna miocenica* (M<sub>Va2</sub>)**

Num corte efetuado no local do monumento do Cristo-Rei, realizado por Antunes e Legoinha, (1996), a unidade tem cerca de 21 metros de espessura. Já num corte realizado mais a oeste, junto à Praça da Portagem a espessura das camadas rondava os 26 metros, passando a ser de 35 a 40 metros a partir de Fonte Santa até Trafaria (Almeida, 1973).

Quanto à composição litológica da presente unidade, não existe muita informação na zona de interesse. Numa campanha de catorze sondagens realizadas próximo de Trafaria, a oeste da localidade de Murfacém, que atravessaram cerca de 109 metros de terrenos desta unidade (SEG, 1996), obteve-se as seguintes percentagens: 84% de argilas e siltes e 16% de calcários.

#### **2.3.1.7 Calcário de Musgueira (M<sub>Va3</sub>)**

Unidade constituída essencialmente por calcários conquíferos compactos ou arenitos e calcarenitos fossilíferos, com uma espessura que varia entre os 2 e os 6 metros (Lamas, 1998).

Segundo (Lamas, 1998), para oeste do vale de Trafaria, ao longo da escarpa de Abas da Raposeira, surge um espesso banco biocalcarenítico em grande parte coberto por aterros e depósitos de vertente.

#### **2.3.1.8 Areias do Vale de Chelas e Calcários de Quinta das Conchas (MVb e MVc)**

Relativamente à unidade MVb, segundo Zbyszewski (1963), esta encontra-se mal representada, no entanto, fora da zona de estudo, em Cacilhas, esta apresenta uma espessura entre 16 a 18 metros (Cotter, 1903-04).

Quanto à unidade MVc, a única informação relacionada com espessura da mesma na bibliografia, encontra-se referida por Antunes *et al.* (*op. cit.*), em que esta unidade, no corte da Quinta das Rosas, apresenta cerca de 10 metros de estratos de arenitos alternados com camadas de argilitos.

Relativamente à composição litológica das camadas, a informação é reduzida. Sabe-se apenas que numa campanha de prospeção (Construções Técnicas, 1975), constituída por cinco sondagens, próximas entre si, localizadas numa zona culminante dos taludes, aproximadamente às cotas 118,00 a 121,00, em que a unidade MVc apresentava 13% de siltes argilosos e 87% de areolas margosas, arenitos margosos, margas e arenitos margosos fossilíferos.

#### **2.3.1.9 Argilas Azuis de Xabregas (MVIa)**

Unidade constituída por bancadas argilo-siltosas, piritosas, de cor cinzento-azulada, com alternâncias de leitos areníticos ricos em fósseis; aflora ao longo da arriba fóssil desde os tanques de combustível da OTAN, situados em S. João da Caparica até um pouco mais a sul da via rápida IC 20 (Lamas, 1998).

Segundo Lamas (1998), os resultados de duas campanhas de prospeção geotécnica efetuadas no campus da FCT/UNL, que atravessaram terrenos constituídos por esta unidade, permitiram inferir sobre a composição litológica, em que cerca de 63% a 67% consistia em siltes e argilas, as “areolas” e “areias finas” com aproximadamente metade da percentagem de siltes e argilas, e os “arenitos calcários” e “calcários” pouco frequentes (~1%).

Relativamente à espessura das Argilas Azuis de Xabregas, esta ronda os 15 metros na zona da Costa da Caparica. (Zbyszewski, 1963).

#### **2.3.1.10 Grés de Grilos e Calcário de Marvila (MVIIb e MVIIc)**

A Unidade MVIIb é constituída, segundo Cotter (1903-04) e Zbyszewski (1963), por estratos areníticos de grão fino a médio, argilosos ou calcários. Correspondem a um complexo composto por arenitos rijos, muito fossilíferos, por vezes grosseiros com matriz argilosa e cimento calcário ou ferruginoso. Possuem cor predominantemente amarela ou vermelha devido aos óxidos de ferro que a constituem (Almeida, 1991). Próximo à arriba fóssil, (Jonet, 1972-73) identificou a unidade MVIIc como “um banco arenítico muito fossilífero, rico em conchas” e que, apesar de alterado apresenta-se bem evidente sobre a unidade MVIIb, mais friável.

#### **2.3.1.11 Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb)**

As Areolas de Braço de Prata pertencem ao Tortoniano e são constituídas por alternâncias de arenitos finos, areias finas e bancadas pouco espessas de calcários margosos muito fossilíferos (Vasconcelos, 2011) Segundo (Lamas, 1998), esta unidade ocorre a sul da via rápida (IC20). Também fazem parte do Tortoniano as Areolas de Cabo Ruivo, que apresentam uma coloração mais escura

(amarelo escuro) e são constituídas essencialmente por areias finas e médias, argilosas e arenitos (Vasconcelos, 2011).

### **2.3.2 Recente**

#### **2.3.2.1 Aluviões**

Esta unidade litostratigráfica aparece, por vezes, associada a depósitos de vertente, fruto da meteorização das camadas miocénicas mais expostas à ação dos agentes atmosféricos, sem que, no entanto, tenha ocorrido transporte ao longo da vertente e posterior deposição a uma cota inferior (Lamas, 1998). Segundo (Silva, 2003) esta unidade é de natureza arenosa, às vezes com seixos e lodosa, encontrando-se localizada ao longo dos troços terminais das linhas de água, das poucas praias ainda existentes e descontinuamente na base das aluviões lodosas do leito do rio Tejo.

#### **2.3.2.2 Aterros**

Ao longo das faixa marginal das vertentes da margem sul do Tejo, tem ocorrido a construção de aterros para ganhar terrenos ao rio para a instalação de cais portuários, estaleiros navais e outras infra-estruturas; aterros de outra origem resultaram do vazamento de terrenos escavados durante a realização de obras nas proximidades e também de materiais rejeitados das extrações de argila que ocorreram há alguns anos em Palença de Baixo (Lamas, 1998). Segundo o mesmo autor, estes aterros são constituídos, geralmente, por materiais miocénicos de matriz essencialmente silto-argilosa a silto-arenosa, na qual se misturam blocos de variadas dimensões de calcários fossilíferos, calcarenitos, arenitos, conchas e moldes das mesmas.

A espessura de aterros varia consoante o local onde foram depositados e a dimensão da atividade humana que lhe deu origem (Lamas, 1998). Em Palença de Baixo, a título de exemplo, que corresponde a uma zona que sofreu intenso remeximento devido à exploração das argilas para uma fábrica de cerâmica, foram efetuadas vinte sondagens (no período entre 1974 e 1984), que atravessaram aterros depositados junto ao rio e no leito do Tejo, com espessuras entre os 0,5 e 8 metros, tendo os casos mais frequentes possanças entre os 3 e os 4 metros (Lamas, 1998).

## **2.4 Enquadramento Geomorfológico**

As vertentes da margem sul do Tejo, sobressaem morfologicamente na paisagem do estuário devido aos declives elevados, relativamente à morfologia da margem direita, de declives mais suaves. Estas vertentes constituem a zona mais inclinada de uma extensa costeira que culmina, aproximadamente entre as cotas (110) e (120), no que resta de uma superfície aplanada correspondente a antiga plataforma de abrasão marinha, (Azevedo, 1982; Azevedo & Cardoso, 1985; Cabral *in* Ribeiro *et al.*, 1986)

A costeira que conforma as colinas de Almada (em toda a sua extensão, mas essencialmente para oeste do encontro sul da ponte 25 de Abril) é entalhada por vários vales, sendo alguns deles suspensos, que correm para o Tejo numa direção quase sempre perpendicular à do leito do rio. A vertente mais inclinada da costeira é constituída por alternâncias de bancadas de formações argilosas e arenosas menos consistentes, que formam segmentos de vertente com declives geralmente inferiores a 30°, e de camadas mais rijas, de rochas brandas carbonatadas, apresentando perfis típicos modelados pela erosão diferencial e com declives mais característicos acima de 45°.

A zona aplanada que se desenvolve acima dos taludes corresponde à antiga superfície aluvial de um pré-Tejo cuja foz, provavelmente em delta, abrangeria em tempos toda a Península de Setúbal até às vertentes da cadeia da Arrábida (Azevedo, 1982; Azevedo & Cardoso, 1985).

Segundo Costa (1985), os terrenos incluídos neste estudo encontram-se divididos em dois setores distintos:

- 1) De Cacilhas à ponte 25 de Abril: Toda a escarpa domina sem interrupções significativas, em que a evolução da morfologia dos terrenos marginais se encontra maioritariamente dependente dos processos geomorfológicos em atividade nas escarpas.
- 2) Da ponte 25 de Abril à Trafaria: A escarpa encontra-se interrompida em certas zonas, por vales escavados que desembocam em estreitas enseadas; o topo da costeira encontra-se frequentemente recuado, verificando-se a existência de um degrau intermédio. A evolução geomorfológica costeira está condicionada, pelos processos em atividade, quer nas escarpas, quer nos depósitos de vertentes.

## 2.5 Enquadramento Tectónico e Neotectónico

Relativamente à tectónica, a região em estudo encontra-se dominada pela presença, cerca de 25 quilómetros para Sul, da cadeia da Arrábida, que foi inicialmente estudada a nível estrutural e tectónico por Choffat (1908), sendo o maior exemplo de deformação pelicular alpina no país, Ribeiro (1998). Corresponde a uma estrutura anticlinal complexa, com cerca de 30 quilómetros de extensão, constituída por cavalgamentos sobrepostos com direção ENE-WSW com vergência para Sul passando progressivamente a rampas laterais, a eles oblíquas, de orientação sub-meridiana (Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg e Kullberg, 1998).

Durante o Miocénico, ocorreram as deformações da cadeia da Arrábida, que progrediram e continuaram para além deste período (Kullberg e Kullberg, 1998.). Esta tectónica foi desencadeada devido à colisão entre as placas Africana e Euroasiática, dando origem, ao levantamento da cordilheira Bética, na faixa sudeste da Península Ibérica e posterior progressão das compressões para NNW (Ribeiro, 1988).

Entre as vertentes setentrionais da cadeia da Arrábida e o anticlinal de Lisboa-Sintra estende-se o sinclinal de Albufeira, cujo eixo, orientando paralelamente àquela estrutura, localizar-se-á nas proximidades do alinhamento formado pela Lagoa de Albufeira e Ribeira da Apostiça; a região em estudo situa-se na bordadura setentrional desta antiga planície aluvial preenchida por depósitos terciários e quaternários (Lamas, 1998).

Segundo Lamas (1998), os terrenos miocénicos da margem esquerda do “corredor” do Tejo constituem um monoclinal inclinado para SSE, pois, foram realizadas dezenas de medições de atitudes em vários locais das vertentes viradas a Norte, desde Cacilhas a São Pedro da Trafaria em que se obtiveram direções entre N54°E e N85°E e inclinações que variam entre 4° a 14° para SSE.

Cabral (1988), refere que, toda a atividade tectónica que ocorreu durante o Quaternário, aproximadamente nos últimos 1,9 milhões de anos, inclui-se na Neotectónica, e inclui dois tipos principais de atividade tectónica, os movimentos por falhas e os movimentos neotectónicos. Estes últimos estão representados na região por levantamentos que deram origem às atuais colinas da costeira de Almada.

Relativamente às falhas de idade quaternária, estas representam elementos importantes, pois podem vir a dar origem a atividade sísmica, por vezes, com epicentro a curta distância da área em estudo (Lamas, 1998).

A falha mais importante, corresponde à falha do Vale Inferior do Tejo, de orientação NNE.SSW que foi detetada por lineamento nas aluviões do Tejo desde Vila Nova da Barquinha até ao “Mar da Palha” bem como por evidências geomorfológicas e sismológicas (Cabral, 1995).

Segundo Lamas (1998), as falhas presentes abundam nas zonas mais alcantiladas, nomeadamente entre as escarpas sobranceiras ao cais do Ginjal e os taludes vizinhos do encontro sul da ponte 25 de Abril (apenas este último trecho se insere na área de estudo). Segundo o autor quase todas as falhas que afetam a região são de extensão reduzida (no máximo 2 km de comprimento), e este refere ainda que existem várias outras falhas na região, mas inacessíveis, o que torna difícil a confirmação e/ou caracterização no terreno.

No trabalho desenvolvido por Silva (2003) para o concelho de Almada, onde se inclui a área de estudo, a autora refere que na maioria dos casos observados não se registaram rejeitos importantes nas falhas, quer por se encontrarem “mascarados”, quer por se tratarem de falhas dos tipos “desligamento e lístrico”. A autora refere também que não foram detetadas verdadeiras famílias de descontinuidades para além da estratificação e a ocorrência de fendas de tração e fissuras.

## 2.6 Enquadramento Hidrogeológico

A baixa permeabilidade dos terrenos que constituem, regra geral, as vertentes em análise, favoreceu o entalhe daquilo que, originalmente, seria um relevo estrutural do tipo costeira constituído por alternâncias de camadas mais brandas, silto-argilosas e areno-siltosas, e de estratos em regra fossilíferos, calcários ou areno-carbonatados, mais rijos (Lamas, 1998).

Foram realizados alguns ensaios de absorção de água sob pressão de tipo “Lugeon” durante uma campanha de sondagens interessando os terrenos desde a encosta do Cristo-Rei até às instalações da Lisnave (Tecnasol, 1987). Nos resultados obtidos é bem patente a fraca propensão para a infiltração dos terrenos miocénicos, independentemente da sua litologia, todos os terrenos ensaiados são classificados como pouco permeáveis. Os maciços constituídos essencialmente por siltes da unidade das Argilas Azuis de Forno do Tijolo, são os que mais se aproximam de um meio impermeável (Lamas, 1998).

Segundo Lamas (1998), “para além da baixa permeabilidade que, na sua generalidade, os terrenos miocénicos apresentam, a exiguidade transversal da costeira que conforma as colinas de Almada, correspondendo a uma área de alimentação restrita, aliada às características estruturais do maciço miocénico, em monoclinal inclinando para SSE, não favorecem a ocorrência de aquíferos importantes na zona das vertentes”. Devido à crescente urbanização que tem vindo a ocorrer nos últimos anos desde a zona de Cacilhas até à colina do Cristo-Rei, e também de toda a região envolvente, repercutiu na redução drástica da aptidão dos solos à infiltração das águas pluviais. Ainda assim, existem zonas, que por se encontrarem menos povoadas, a infiltração de água é mais elevada.

Deste modo, sabe-se as que as camadas mais passíveis de constituírem aquíferos são aquelas de natureza predominantemente arenosa cuja permeabilidade e porosidade são elevadas. Segundo Silva (2003), a existência de água, em algumas épocas do ano, nalguns poços da região, instalados na parte superior da costeira, ainda que em formações pouco permeáveis na maioria dos casos, denotam a sua alimentação por água infiltrada nas proximidades; a água surge em geral a profundidades inferiores a 4-5 metros, observando-se rebaixamentos importantes durante a época seca.

De acordo com a mesma autora, a natureza dos depósitos de vertente, constituídos por uma grande diversidade de materiais descomprimidos de natureza predominantemente silto-arenosa e por alguns blocos rochosos soltos, facilitam a infiltração das águas pluviais, acarretando a diminuição da resistência destes terrenos.

Relativamente aos solos superficiais, segundo (Lamas, 1998), os valores de coeficiente de permeabilidade destes terrenos são tendencialmente mais elevados do que os do substrato não descomprimido, dado que, se encontram mais meteorizados e descomprimidos, permitindo a infiltração da água através das fissuras.

### 3. Fundamentação teórica

#### 3.1 Movimentos de vertente: Tipos e causas da sua ocorrência.

Movimento de vertente (“landslide”) define-se como o movimento de uma massa de rocha, detritos ou terra ao longo de uma vertente, sob a influência da gravidade (Cruden, 1991).

Segundo Varnes (1978), os movimentos de terrenos podem ser divididos em seis principais tipos, quedas ou desabamentos (*falls*), tombamentos (*topples*), deslizamentos (*slides*), expansões laterais (*lateral spreads*), fluxos ou escoadas (*flows*) e movimentos complexos (*complexs*). Esta classificação tem por base os mecanismos desencadeantes e o tipo de material afetado.

Tabela 3.1 - Classificação de movimentos de vertente (adaptado de Varnes 1978).

Tipo de movimento	Tipo de material		
	Rochas	Solos	
		Predominantemente grosseiros	Predominantemente finos

Desabamentos (falls)		Rochoso (rock fall)	De detritos (debris fall)	De terra (earth fall)
Tombamentos (topples)		Rochoso (rock topple)	De detritos	De terra
Escorregamentos (slides)	Rotacionais	Escorregamento rotacional rochoso (rock slump)	Escorregamento rotacional de detritos (debris slump)	Escorregamento rotacional de terra (earth slump)
	Translacionais	Escorregamento translacional em bloco rochoso (rock block slide)  Escorregamento translacional rochoso (rock slide)	Escorregamento translacional em bloco de detritos (debris block slide)  Escorregamento translacional de detritos (debris slide)	Escorregamento translacional em bloco de terra (earth block slide)  Escorregamento translacional de terra (earth slide)
Expansões laterais (lateral spreads)		Rochosa (rock spread)	Em detritos (debris spread)	Em terra (earth spread)
Escoadas (flows)		De rocha (rock flow) (deep creep)	Em detritos (debris flow)  (Soil creep)	Em terra (earth flow)
Complexos (complexs)		Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		



Relativamente à zona de estudo os movimentos de vertente predominantes são os **escorregamentos** (deslizamentos) **translacionais** em solos silto-argilosos (coesivos), sendo, em termos de dimensão, menos representativos os **escorregamentos rotacionais**.

A principal característica dos escorregamentos advém do facto do movimento ocorrer ao longo de uma superfície de rotura por corte, facilmente reconhecível pelas alterações que provoca na morfologia original do terreno, e, consoante a geologia do terreno afetado e a geometria daquela superfície, assim se distinguem os tipos de escorregamentos.

Os **escorregamentos rotacionais** ocorrem ao longo de superfícies de rotura circulares com a concavidade virada para cima. Estes, podem ser, por vezes, profundos envolvendo um importante volume de massa deslocada. A maioria dos escorregamentos rotacionais típicos são definidos por uma superfície de rotura semicircular, em forma de colher (Varnes, 1978). Ocorrem em terrenos coesivos com um grau de homogeneidade elevado ou em maciço rochoso fortemente alterado e compartimentado.

Nos **escorregamentos translacionais**, o movimento ocorre ao longo de superfícies de escorregamento planas ou quase planas. Um deslizamento planar pode prolongar-se indefinidamente na superfície em que ocorre, desde que essa superfície esteja suficientemente inclinada e desde que a resistência ao corte ao longo da superfície permaneça inferior às forças instabilizadoras; o movimento planar descrito acima é muitas vezes controlado por superfícies de fraqueza presentes no material, tal como falhas, juntas e variações na resistência ao corte entre as camadas em causa (Vasconcelos, 2011).

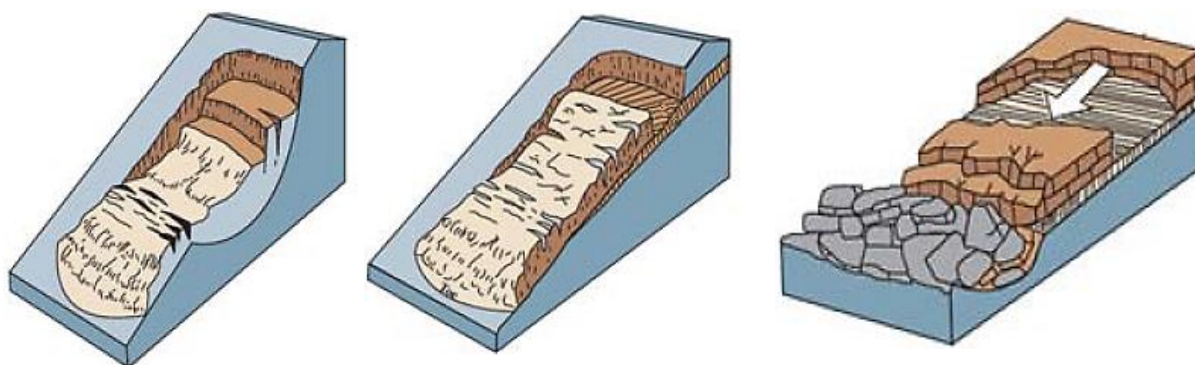


Figura 3.2 - Da esquerda para a direita: Deslizamento rotacional; Deslizamento translacional; Deslizamento translacional em blocos. (Adaptado de Varnes, 1978).

Segundo Terzaghi (1950), as causas dos movimentos de vertentes podem ser externas ou internas:

**Causas externas** (produzem aumento das solicitações sobre os maciços, mantendo-se constante a resistência dos mesmos):

1. Modificações da topografia (subescavação, erosão, incisão de linhas de água, escavações ou aterros dos quais resultam aumentos de altura, comprimento ou declive dos taludes);
2. Descarga (erosão especialmente no sopé, incisão de linhas de água, desaterros);
3. Sobrecargas (obras ou aterros na zona superior dos taludes, aumento da altura) incluindo solicitações não drenadas;
4. Vibrações e impactos (sismos, vibrações artificiais, impactos de ondas);
5. Emersão rápida (descida rápida do nível das águas em taludes total ou parcialmente submersos);
6. Modificações no regime de circulação de água (precipitações intensas, aumento de peso, aumento da tensão neutra, redução de tensões efectivas por subida do nível freático, anulamento de tensões neutras negativas).

**Causas internas** (motivam redução da resistência dos maciços)

1. Ruptura progressiva (na sequência de descompressão e de abertura de fissuração);
2. Alteração (meteorização, gelo-degelo, alteração pelo sal, ruptura de ligações pétreas);
3. Erosão por escoamento subterrâneo (dissolução, erosão interna).

Estes dois tipos de causa atuam, geralmente, associados, preparando a prazo as condições para a ocorrência dos movimentos. Contudo, outras causas próximas ou desencadeantes dos movimentos são, geralmente, mais facilmente identificáveis, podendo assim, camuflar o conhecimento dos processos envolvidos.

O fatores que condicionam a ocorrência de movimentos de vertente podem, por sua vez, ser divididos em preparatórios ou desencadeantes dependendo do estado de estabilidade de uma vertente – estável, marginalmente estável ou instável (Popescu, 1994).

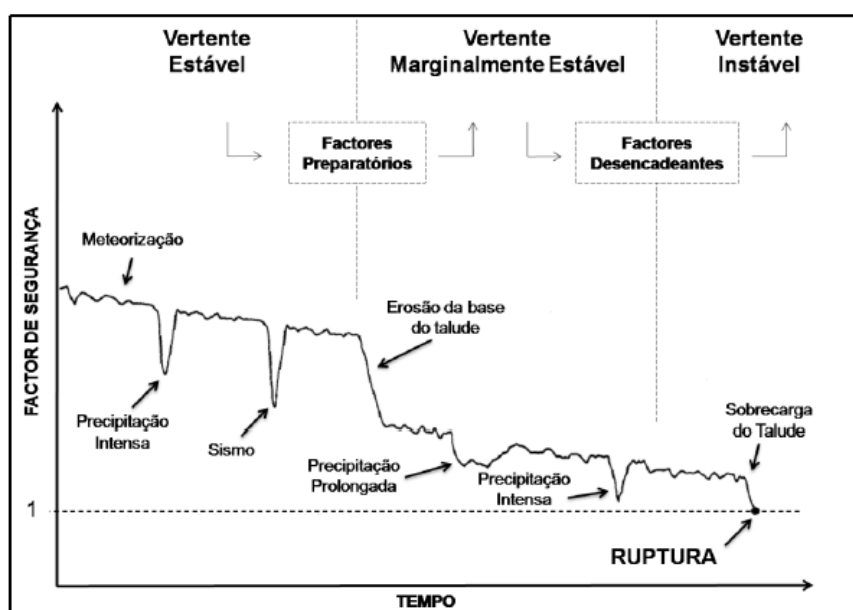


Figura 3.3 - Fatores condicionantes para a diminuição do Fator de Segurança de uma vertente com a variação temporal. (Adaptado de Popescu, 1994).

Os diferentes tipos de movimentos implicam diferenças substanciais em termos de velocidade de deslocamento. A Tabela 3.2, apresenta a classificação de velocidades adotada, a partir de 1993, pelo "International Geotechnical Societies", UNESCO, Working Party on World Landslide Inventory" (WPIWLI) e baseada, com pequenas alterações, na escala de velocidades da autoria de Varnes (1958 in Varnes, 1978).

Tabela 3.2 - Classes de velocidades de movimentos de terrenos em taludes. (Adaptado de Lamas, 1998).

Classe	Velocidade mínima	Descrição	Impacte sobre pessoas e bens
7	5 m/s	Extremamente rápido	Catástrofe de grande violência. Os edifícios atingidos são totalmente destruídos e a população não sobrevive ao impacto rápido do material em movimento ou por efeito da desagregação da massa deslocada.

<b>6</b>	3 m/min	Muito rápido	Grandes destruições. Parte da população não sobrevive dada a velocidade do movimento ser tal que não permite que todos escapem.
<b>5</b>	1,8 m/h	Rápido	Fuga e evacuação possíveis. Estruturas, bens e equipamentos destruídos pela massa em movimento.
<b>4</b>	13 m/mês	Moderado	Possível manutenção das estruturas caso estas estejam localizadas a curta distância em frente ao sopé da massa em movimento. Estruturas localizadas na massa em movimento são danificadas de forma extensiva.
<b>3</b>	1,6 m/ano	Lento	Estradas e edifícios podem ser recuperados por meio de trabalhos de manutenção importantes e frequentes, se a duração do movimento não for demasiado prolongada e se os movimentos diferenciais nas fronteiras da ocorrência se distribuírem numa vasta área.
<b>2</b>	16 mm/ano	Muito lento	Algumas estruturas permanentes mantêm-se intactas ou podem ser facilmente reparadas se nelas se abrirem fendas.
<b>1</b>	< 16 mm/ano	Extremamente lento	Nenhum dano em estruturas construídas com as devidas precauções.

### 3.2 Suscetibilidade, vulnerabilidade, perigosidade e risco

Para melhor entender o modelo conceptual de risco, torna-se necessário definir alguns conceitos:

A **suscetibilidade** (*Susceptibility*), segundo Guzzetti (2005), corresponde à probabilidade de ocorrência de um fenómeno que possa causar destruição num dado local, tendo por base as características do terreno, não considerando o período de retorno nem a sua magnitude.

Relativamente aos conceitos vulnerabilidade, perigosidade e risco, estes, foram descritos por Varnes (1984):

**Vulnerabilidade** (*Vulnerability*), representa o grau de perda de um ou mais elementos (pessoas e/ou bens), após a ocorrência de um fenómeno natural de determinada magnitude. Esta, é expressa numa escala de 0 a 1, em que 0 representa a ausência de perdas e 1 a perda total.

**Perigosidade** (*Hazard*), corresponde à probabilidade de ocorrência de um fenómeno (de movimento de vertente) destruidor, num determinado período de tempo, num dado local e com uma dada magnitude.

**Risco** (*Risk*), representa o grau de perda expectável, quer na segurança de pessoas e bens, como nas atividades económicas e edificados, devido a um fenómeno natural ou antrópico. Pode ser representado pelo produto da vulnerabilidade pela perigosidade.

No presente trabalho trata-se a determinação da componente espacial da perigosidade, ou seja a suscetibilidade, utilizando métodos de base física, geotécnica.

## 4. Metodologias

### 4.1 Determinação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente – Métodos de base física

Os métodos de base física são métodos quantitativos, baseados em regras da física, matemática e estatística, que são aplicadas para produzir cartografia rigorosa (Aleotti, 1999). Correspondem a métodos de cartografia indireta e são baseados nas causas e fatores desencadeantes das instabilidades. Segundo Guzzetti (2005), os métodos de base física tendem a ser mais rigorosos e a apresentar melhores resultados relativamente aos métodos de base estatística, que não serão abordados no presente trabalho, mas tem como inconveniente maior, o facto de necessitarem de informação pormenorizada sobre as características físicas, mecânicas (resistência ao corte) e hidrogeológicas dos terrenos e da sua cartografia detalhada. Este tipo de informação é de obtenção difícil e a sua expressão cartográfica complicada em áreas muito extensas.

Tendo o objetivo de se avaliar a suscetibilidade à ocorrência de instabilidades em vertentes à escala regional, foi escolhida para a realização do presente trabalho, a cartografia indireta baseada em métodos de base física por métodos de equilíbrio limite.

Existem diversos métodos de base física que podem ser utilizados na análise da estabilidade de vertentes, em ambiente SIG, permitindo estimar para cada célula (*píxel*) o fator de segurança (FS). O fator de segurança corresponde à razão entre as forças resistentes, ou seja, as forças que permitem a estabilidade das vertentes, e as forças instabilizadoras, isto é, aquelas que atuam no sentido contrário às anteriores:

$$Fator\ de\ Seguran\c{a} = \frac{For\c{a}s\ resistentes}{For\c{a}s\ instabilizadoras} \quad [4.1]$$

Os valores de fator de segurança que sejam superiores a 1 indicam que a vertente se encontra estável, e por sua vez, valores iguais ou inferiores a 1 até 1,25 indicam a rotura certa da vertente (Tabela 4.1). Posto isto, quanto maior o valor de FS obtido, mais estável se encontra a vertente.

Tabela 4.1 - Estabilidade relativa quanto às classes de Fator de Segurança. (Adaptado de Vasconcelos, 2011).

Fator de Segurança (FS)	Estabilidade Relativa
$FS \leq 1$	Instável (rotura certa)
$1 < FS < 1,25$	Instável (rotura provável)
$1,25 < FS < 1,5$	Marginalmente instável
$FS > 1,5$	Estável

#### 4.1.2 Método do Talude Infinito

Um dos métodos mais utilizados para o cálculo do fator de segurança em estudos à escala regional é o método do **Talude Infinito**. Este método, pressupõe a hipótese de uma potencial superfície de rotura ser paralela à superfície da vertente infinita (IGME, 1987; Vallejo et al., 2002).

A expressão do método do talude infinito que permite o cálculo do fator de segurança é a seguinte:

$$FS = \frac{c' + h \times \cos 2\beta [(1 - m) \times \gamma + m \times \gamma_{sub}] \times \tan \Phi'}{h \times \sin \beta \times \cos \beta [(1 - m) \times \gamma + m \times \gamma_{sat}]}$$

com,  $m = \frac{dw}{h}$  (Sharma, 2002) [4.2]

Em que,  $c'$  corresponde à coesão efetiva,  $\beta$  ao declive,  $\Phi'$  ao ângulo de atrito interno efetivo,  $h$  à espessura de solo potencialmente instável,  $\gamma$  ao peso volúmico natural,  $\gamma_{sub}$  ao peso volúmico submerso,  $\gamma_{sat}$  ao peso volúmico saturado e  $m$  à razão entre a altura da água ( $dw$ ) e da espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ).

Segundo Vasconcelos (2011), aquando da aplicação do método em áreas de grandes dimensões, as condições de estabilidade são geralmente avaliadas através de um modelo de estabilidade estático; assume-se que o comprimento do talude é consideravelmente superior à espessura da fatia de solo instável, pelo que são desprezados os efeitos de fronteira a montante, a jusante e laterais, admitindo-se também, que as linhas de fluxo são paralelas à superfície do terreno e que a rotura é do tipo planar e paralela à superfície da vertente.

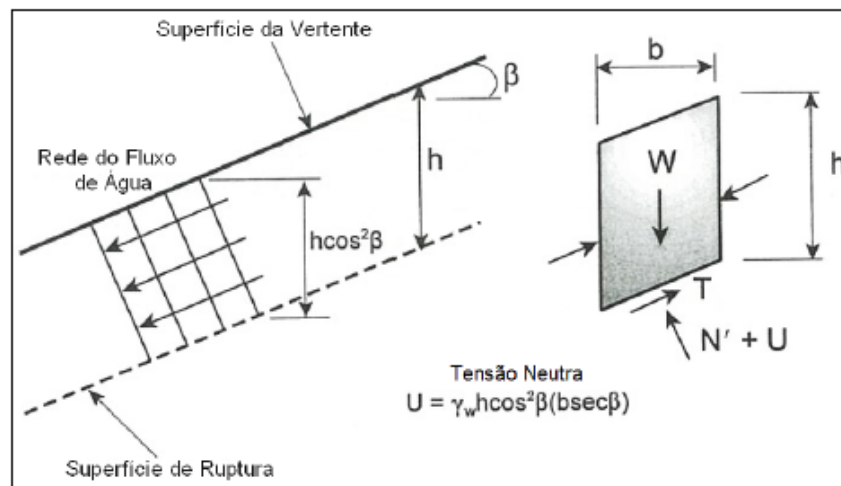


Figura 4.1 - Representação de uma superfície de talude infinito para solos coesivos com o fluxo de água paralelo à superfície. (Adaptado de Vasconcelos, 2011).

O método do Talude Infinito pode ser integrado em ambientes de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) para a produção de cartografia de susceptibilidade. Este, permite obter um valor de FS para cada unidade de terreno (*pixel*), que nos indicará as zonas potencialmente instáveis a partir da expressão [4.2]. Deste modo, podemos assim, reproduzir espacialmente as condições de estabilidade de uma dada vertente.

Este método permite obter resultados bastante fiáveis para escorregamentos translacionais, no entanto, não consegue tratar de forma adequada os escorregamentos rotacionais, o que constitui assim, uma desvantagem no uso do mesmo.

Segundo Pimenta (2011), este inconveniente na utilização do método pode ser minimizado pelas seguintes razões:

- Na maioria dos inventários de instabilidades de vertentes à escala regional, os tipos de movimentos mais frequentes são do tipo translacional e predominantemente superficiais;

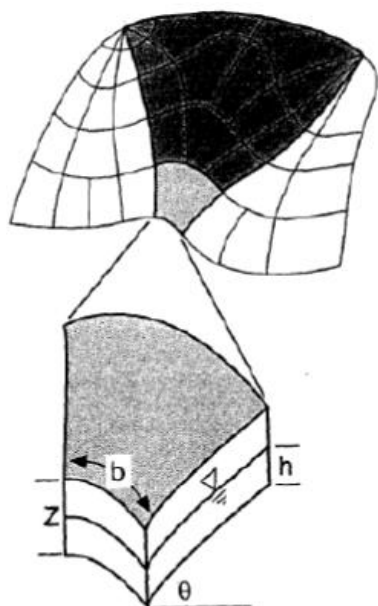
- A análise de escorregamentos rotacionais pouco profundos, com superfície de grande raio de curvatura, através do método do talude infinito não gera grandes desvios relativamente aos resultados obtidos com métodos desenvolvidos para roturas circulares, pelo que a simplificação poderá ser aceitável na maioria dos casos;
- Os escorregamentos rotacionais profundos, não analisáveis pelo método do talude infinito, são geralmente pouco frequentes em inventários à escala regional, e os mecanismos envolvidos afastam-se consideravelmente daqueles que controlam os deslizamentos translacionais, pelo que têm de ser abordados utilizando metodologias diferentes.

#### **4.1.3 Modelo hidrogeológico em condições estáticas – SHALSTAB**

O modelo SHALSTAB (*Shallow Slope Stability Model*) de Montgomery & Dietrich (1994), permite a introdução da componente hidrológica/hidrogeológica. Este modelo baseia-se no princípio de que a espessura de solo instável não varia espacialmente, considera que a transmissividade e condutividade do solo saturado não varia em profundidade e que as propriedades físicas dos materiais geológicos são constantes em toda a área em estudo (Montgomery & Dietrich, 1994). Permite estimar a posição do nível da água em condições estáticas e para diferentes episódios de precipitação, assim como, avaliar a resposta das vertentes a um limiar crítico de precipitação para ocorrer rotura.

Na área de estudo proposta para a aplicação do modelo, os escorregamentos ocorrem comumente durante episódios de precipitação intensa e/ou prolongada, refletindo-se o efeito da saturação do solo e da consequente perda de coesão (Montgomery & Dietrich, 1994), o mesmo se passa com a área em estudo do presente trabalho. Segundo os mesmos autores, os fatores topográficos que mais influenciam a estabilidade de uma vertente é a concentração do escoamento superficial e o declive da encosta, já a distribuição espacial dos movimentos superficiais é influenciada por outros fatores tais como a espessura do solo, a condutividade e as propriedades de resistência dos materiais envolvidos, a duração e intensidade das precipitações, a orientação do escoamento subterrâneo, a percolação da água nos maciços rochosos fraturados subjacentes aos solos superficiais e a resistência das raízes das árvores/plantas, fatores estes de difícil aquisição para representação espacial.

O modelo permite a identificação de áreas de controlo topográfico semelhante onde se poderão desencadear os movimentos de vertente superficiais (Montgomery & Dietrich, 1994). Este modelo tem por base a utilização de um modelo hidrogeológico TOPOG, desenvolvido por O'Loughlin (1986), que utiliza valores de precipitação constante e mapas da distribuição da saturação de solo em equilíbrio com base na análise das áreas de contribuição a montante, transmissividade do solo e declive local da vertente (Figura 4.2). Este divide a bacia hidrográfica em elementos topográficos definidos pela interseção das curvas de nível e os limites dos canais de escoamento, ortogonais às curvas de nível. Quando o escoamento superficial passa de laminar a turbulento, o escoamento subterrâneo perto da superfície percorre os canais preferenciais de fluxo, permitindo o cálculo do fluxo local em cada elemento topográfico (Pimenta, 2011).



Legenda:

a – Área de contribuição a montante (preto)

b – Largura da unidade de terreno

Z – Espessura de solo potencialmente instável total

h – Altura do nível da água

θ - Declive

Figura 4.2 - Elementos topográficos utilizados no programa TOPOG (Adaptado de Montgomery e Dietrich, 1994).

Uma das limitações do modelo corresponde à restrição da variação espacial das propriedades geotécnicas e hidrogeológicas das unidades litológicas a um só valor. Para minimizar estes inconvenientes, apenas a área de contribuição a montante (a) será calculada a partir da aplicação SHALSTAB, aplicando-se essa componente do módulo hidrogeológico, que globalmente consiste num modelo de fluxo para águas superficiais e que permite determinar espacialmente a posição aparente do nível piezométrico (Montgomery & Dietrich, 1994).

Este modelo permite calcular a razão entre a altura da água e a espessura de solo potencialmente instável –  $m$  – tendo por base a seguinte expressão:

$$m = \frac{dw}{z} = \frac{q}{T} \times \frac{a}{b} \times \frac{1}{\sin\theta} \quad [4.3]$$

Em que,  $dw$  corresponde à espessura de solo saturado,  $z$  à espessura de solo potencialmente instável  $q$  à precipitação efetiva,  $a$  à área de contribuição a montante,  $T$  à transmissividade das formações,  $b$  à largura da unidade de terreno e  $\beta$  ao declive. O valor de  $m$  esperado será variado espacialmente por toda a área.

Vasconcelos (2011), realiza uma descrição detalhada da expressão acima enunciada, o autor refere que na mesma se verifica que a variação de  $\frac{dw}{z}$ , durante um evento de precipitação, é determinada pela componente hidrogeológica e pela componente topográfica; sendo que, a componente hidrogeológica é representada por  $\frac{q}{T}$  que relaciona a precipitação efetiva ( $q$ ) com a capacidade do solo para transmitir água para as cotas mais baixas de uma determinada vertente (Transmissividade -  $T$ ); deste modo, quanto maior for o valor de  $q$  em relação a  $T$ , maior será a saturação do solo; por sua vez, a componente topográfica,  $\frac{a}{b} \times \frac{1}{\sin\theta}$ , representa os efeitos da topografia na escorrência da água;  $\frac{a}{b}$  corresponde à razão que explica o efeito da convergência topográfica na concentração do escoamento superficial e o consequente aumento das tensões neutras, verificando-se assim, que quanto maior a área de drenagem em relação ao tamanho do *píxel*, maior será  $\frac{dw}{z}$ ; por fim, quanto maior o declive da vertente,

maior a velocidade do fluxo subterrâneo e, por consequente menor será a humidade relativa expressa por  $\frac{dw}{z}$ . Deste modo, o modelo permite a identificação de áreas de controlo topográfico semelhante onde se poderão desencadear os movimentos de vertente superficiais (Montgomery & Dietrich, 1994).



## 5. Determinação da suscetibilidade à ocorrência de escorregamentos

### 5.1 A Geologia como fator preponderante no desencadeamento de instabilidades

Segundo Costa (1985), do ponto de vista geotécnico as formações geológicas que constituem as vertentes da margem esquerda do Tejo podem ser caracterizadas como um complexo litológico, isto é, um conjunto de tipos litológicos originados sob as mesmas condições paleogeográficas e geotectónicas, conjunto esse não obrigatoriamente uniforme, quer a nível das suas características litológicas quer a nível das suas propriedades físicas e mecânicas.

O autor supramencionado afirma que a unidade das Argilas Azuis de Forno do Tijolo (Miv<sub>a</sub> de Cotter (1903-04)), com cerca de 30 metros de espessura média, é a principal unidade que condiciona a estabilidade das escarpas marginais do Tejo e que constitui, portanto, um meio propício à “geração de círculos de deslizamento”.

Dada a elevada variação lateral de fácies, é possível a ocorrência de escorregamentos em unidades predominantemente arenosas, mas que podem possuir intercalações argilosas e/ou silto-argilosas, que fazem com que as características geotécnicas da unidade se tornem mais propícias à ocorrência de fenómenos de instabilidade.

### 5.2 Inventário de movimentos de vertente

Foi realizado um inventário de movimentos de vertente da zona em estudo a fim de poder fazer o estudo dos mesmos. Esse inventário foi feito por interpretação de fotografias aéreas de diferentes datas, fotografias de terreno tiradas da margem direita do Tejo, imagens de Google Earth e Bing Maps e através de observações de terreno. O presente inventário foi realizado no âmbito dos estudos para a produção de cartografia de suscetibilidade à ocorrência de instabilidades em vertentes para contribuir para a cartografia da REN (Marques *et al.*, 2017). Esse inventário encontra-se representado na Figura 5.1.



Figura 5.1 - Inventário de movimentos de vertente realizado para a área de estudo.

Na área em estudo, o inventário é constituído por 183 movimentos de vertente. Na Tabela 5.1, encontram-se representadas as áreas deslizadas correspondentes a cada unidade litostratigráfica.

Tabela 5.1 - Área total e Área deslizada em cada unidade litostratigráfica.

Litologia	Área Total (m <sup>2</sup> )	Área Deslizada (m <sup>2</sup> )
Aluviões	1210283	0
Aterros	565338	1830
Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb)	4778531	0
Grés de Grilos e Calcários de Marvila (MVIb e MVIc)	21565	0
Argilas Azuis de Xabregas (MVIa)	2596373	0
Areias do Vale de Chelas (MVb) e Calcários de Quinta das Conchas (MVc)	2710527	214
Calcário de Musgueira (MVa3)	310111	3824
Areias com <i>Placuna miocenica</i> (MVa2)	1784725	2280
Calcários de Casal Vistoso (MVa1)	193830	1842
Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb)	672608	7092
Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa)	955319	12542
Calcários de Entrecampos ("Banco Real") (MIII)	16134	4821
Areolas da Estefânia (MII)	39330	209
<b>Total</b>	<b>15999879</b>	<b>34652</b>

A partir da informação anterior foi calculada a percentagem de área deslizada para cada unidade litostratigráfica, quer para o total de área deslizada, quer para a área total, assim como o *Effective Ratio* (ER). Os resultados encontram-se na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 - *Effective Ratio (ER)* de cada unidade litostratigráfica.

<b>Litologia</b>	<b>% Área deslizada</b>	<b>%Área da unidade/ Área total</b>	<b><i>Effective Ratio (ER)</i></b>
<b>Aluviões</b>	0,0	7,6	0,0
<b>Aterros</b>	5,3	3,5	1,5
<b>Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb)</b>	0,0	29,9	0,0
<b>Grés de Grilos e Calcários de Marvila (MVIb e MVIc)</b>	0,0	0,1	0,0
<b>Argilas Azuis de Xabregas (MVIa)</b>	0,0	16,2	0,0
<b>Areias do Vale de Chelas (MVb) e Calcários de Quinta das Conchas (MVc)</b>	0,6	16,9	0,0
<b>Calcário de Musgueira (Mva3)</b>	11,0	1,9	5,7
<b>Areias com <i>Placuna miocenica</i> (Mva2)</b>	6,6	11,2	0,6
<b>Calcários de Casal Vistoso (Mva1)</b>	5,3	1,2	4,4
<b>Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb)</b>	20,5	4,2	4,9
<b>Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa)</b>	36,2	6,0	6,1
<b>Calcários de Entrecampos (“Banco Real”) (MIII)</b>	13,9	1,0	13,8
<b>Areolas da Estefânia (MII)</b>	0,6	0,2	2,4

### 5.3 Variáveis/ Dados necessários à aplicação do modelo de base física

Para que se possa realizar a avaliação da suscetibilidade, é necessário obter algumas variáveis que são fulcrais para a aplicação dos modelos de base física acima apresentados.

A aplicação do modelo do talude infinito (Expressão [4.2]), requer as seguintes variáveis: declive, parâmetros geotécnicos dos solos (ângulo de atrito, coesão e pesos volúmicos), espessura de solo potencialmente instável e altura da água relativamente à superfície de rotura.

As variáveis referidas irão ser representadas, num sistema SIG, sob a forma de ficheiros matriciais, com uma resolução de 5 m, a fim de se calcular um valor de Fator de Segurança para cada unidade de terreno (*pixel*).

Relativamente ao modelo hidrogeológico – SHALSTAB – (Expressão [4.3]), este requer parâmetros não só como o declive, a altura da água e a espessura de solo potencialmente instável, mas também, a precipitação efetiva, a área de contribuição a montante, a transmissividade das formações e a largura da unidade de terreno.

#### 5.3.1 Declive

O declive corresponde ao valor do maior ângulo que a vertente faz com o plano horizontal. Consiste numa variável de extrema importância na estabilidade de vertentes, pois, o declive varia na proporção direta com a instabilidade das vertentes, ou seja, quanto maior o declive mais instável estará

uma determinada vertente, facto que se verifica para a zona de estudo mas que não pode ser generalizado para todos os casos.

Esta variável foi obtida através de um Modelo Digital de Terreno (MDT), que foi gerado através das curvas de nível da região em estudo, tendo estas uma equidistância de 1 m. Antes de se calcular o declive tem que remover os poços e depressões do MDT, para que este não apresente erros de superfície, para tal recorreu-se à ferramenta *Fill* do ArcMap 10.4. O declive foi obtido através da aplicação da ferramenta *slope (3D Analyst)* no MDT, que foi a priori transformado em formato *TIN (Triangular Irregular Network)*. O resultado final é um ficheiro *raster*, criado através da ferramenta *TIN to raster*, de tamanho de célula (*pixel*) de 5 m em que cada *pixel* representa o valor do declive das vertentes em graus (Figura 5.2).

A distribuição dos escorregamentos coincide, maioritariamente, com as zonas mais declivosas da região. O declive acentuado na zona em estudo em conjunto com outros parâmetros, contribui para o desenvolvimento de numerosas instabilidades, fundamentalmente do tipo desabamento (*rockfall*) em escarpas e escorregamentos (*slides*) em solos predominantemente argilosos.

Os movimentos do tipo desabamento e tombamento, ocorrem em vertentes mais inclinadas e em escarpas, os escorregamentos superficiais (translacionais e rotacionais) podem ocorrer em vertentes cujo declive varia entre os 20° e os 40°.

Segundo, Silva *et al.*, (2006), na área de estudo, os escorregamentos superficiais (translacionais e rotacionais), afetam essencialmente as vertentes dos vales, ocorrendo os movimentos do tipo desabamento e tombamento, geralmente a partir dos degraus de escarpas que atingem maior altura.

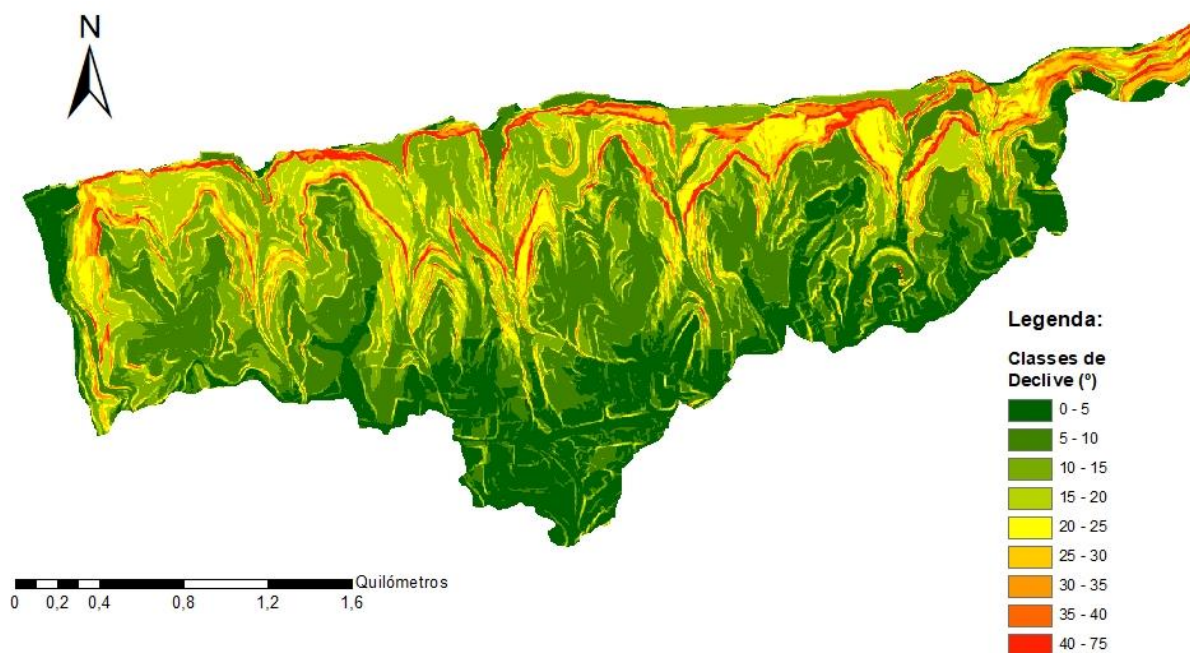


Figura 5.2 - Mapa de declives e respectivas classes de declive para a área de estudo.

### 5.3.2 Parâmetros geotécnicos dos solos

Os parâmetros geotécnicos dos solos usados como base para as retroanálises, foram obtidos através de pesquisa bibliográfica. Optou-se por se descartar a realização de ensaios de laboratório para

obtenção dos parâmetros, devido ao tempo que seria necessário para a realização dos mesmos, dificuldades de acesso a grande parte da área de estudo e também pela dificuldade de se conseguir simular as condições *in situ* dos solos. Deste modo, recorreu-se aos trabalhos desenvolvidos por Lamas (1998), para os taludes da margem sul do Tejo, e por Vasconcelos (2011), para o miocénico de Lisboa cujos parâmetros podem ser adaptados à zona de estudo por se tratar das mesmas unidades litostratigráficas e com semelhante comportamento geotécnico. Esses parâmetros geotécnicos usados como base referentes às unidades litostratigráficas que constituem a zona de estudo, encontram-se representados na Tabela 5.3.

Os valores de peso volúmico natural ( $\gamma$ ), peso volúmico saturado ( $\gamma_{sat}$ ) e peso volúmico submerso ( $\gamma_{sub}$ ), foram fixados aquando da aplicação dos modelos de base física. Relativamente à coesão efetiva ( $c'$ ) e ângulo de atrito interno efetivo ( $\phi'$ ), estes tiveram de ser calibrados através de retroanálises dos escorregamentos com o objetivo de se obterem estimativas mais rigorosas das características de corte que melhor se ajustassem ao comportamento dos solos superficiais.

Tabela 5.3 - Propriedades geotécnicas iniciais das unidades litostratigráficas. (Adaptado de Vasconcelos, 2011).

Litologia	$c'$ (Kpa)	$\phi'$ (°)	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	$\gamma_{sat}$ (kN/m <sup>3</sup> )	$\gamma_{sub}$ (kN/m <sup>3</sup> )
Aluviões	11	24	17,5	19,5	9,69
Aterros	2	24	17,5	19,5	9,69
Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb)	2	24	18,4	20,4	10,59
Grés de Grilos e Calcários de Marvila (MVIb e MVIc)	5	30	21	23	13,19
Argilas Azuis de Xabregas (MVIa)	5	20	18,5	20,5	10,69
Areias do Vale de Chelas (MVb)	8	30	17	19	9,19
Calcários de Quinta das Conchas (MVc)	15	30	20,4	22,4	12,59
Calcário de Musgueira (MVa3)	15	30	23	25	15,19
Areias com <i>Placuna miocenica</i> (MVa2)	8	30	17	19	9,19
Calcários de Casal Vistoso (MVa1)	15	30	21	23	13,19
Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb)	8	33	17	19	9,19
Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa)	10	33	19	21	11,19
Calcários de Entrecampos (“Banco Real”) (MIII)	15	33	23	25	15,19
Areolas da Estefânia (MII)	5	30	20	22	12,19

### 5.3.3 Propriedades hidrogeológicas dos solos

Para a aplicação do modelo hidrogeológico SHALSTAB, são necessários os dados de coeficiente de permeabilidade (K) de todas as unidades litostratigráficas consideradas na área de estudo, para tal, foram utilizados os valores usados por Vasconcelos (2011), no seu trabalho desenvolvido para o concelho de Lisboa, cujos valores podem ser assumidos para o caso em questão por se tratar das mesmas unidades litostratigráficas (Tabela 5.4).

Tabela 5.4 - Propriedades hidrogeológicas das unidades litostratigráficas. (Adaptado de Vasconcelos, 2011).

Litologia	Coefficiente de permeabilidade K (m/s)
Aluviões	$1,65 \times 10^{-3}$
Aterros	$2,50 \times 10^{-4}$
Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb)	$2,50 \times 10^{-4}$
Grés de Grilos e Calcários de Marvila (MVIIb e MVIIc)	$2,50 \times 10^{-4}$
Argilas Azuis de Xabregas (MVIa)	$2,75 \times 10^{-5}$
Areias do Vale de Chelas (MVb)	$2,00 \times 10^{-4}$
Calcários de Quinta das Conchas (MVc)	$2,00 \times 10^{-4}$
Calcário de Musgueira (MVa3)	$2,00 \times 10^{-4}$
Areias com <i>Placuna miocenica</i> (MVa2)	$2,00 \times 10^{-4}$
Calcários de Casal Vistoso (MVa1)	$2,00 \times 10^{-4}$
Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb)	$2,00 \times 10^{-4}$
Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa)	$9,50 \times 10^{-5}$
Calcários de Entrecampos (“Banco Real”) (MIII)	$1,25 \times 10^{-4}$
Areolas da Estefânia (MII)	$1,25 \times 10^{-4}$

A transmissividade das formações corresponde ao produto da permeabilidade pela espessura do solo, de acordo com a expressão:

$$T = K \times h \quad [5.1]$$

Em que K corresponde à condutividade hidráulica dos solos saturados (m/dia) e h à espessura de solo (m) (Custódio e Llamas, 1976; Lencastre e Franco, 2006).

## 5.4 Retroanálises dos movimentos de vertente

Os movimentos de vertente registados na área de estudo são, na sua maioria, do tipo deslizamento translacional superficial e deslizamento rotacional superficial a profundo. O tipo de rotura associada aos deslizamentos translacionais superficiais (mais comuns) ajusta-se ao modelo do Talude Infinito. Relativamente aos deslizamentos rotacionais, presentes na área em estudo, as ruturas envolvidas nos mecanismos dos mesmos não apresentam carácter rotacional perfeito, pois o raio de curvatura da superfície de rotura é bastante alto.

Deste modo, para se estimar as condições iniciais do terreno que deram origem aos escorregamentos, recorreu-se ao modelo do Talude Infinito, definido por Sharma (2002) (vide expressões [4.2] e [4.3]).

Recorreu-se ao inventário de movimentos de vertente (Figura 5.1), para a realização das retroanálises. Com base nas características dos terrenos, como o declive, litologia, espessura de solo potencialmente instável (h), determinada com base na expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009) (vide 5.6 Espessura de solo potencialmente instável), altura da água (dw), peso volúmico natural solo ( $\gamma$ ), peso volúmico saturado ( $\gamma_{sat}$ ), peso volúmico submerso ( $\gamma_{sub}$ ) e a razão entre a espessura de solo potencialmente instável e altura da água (m), foi possível realizar as retroanálises dos escorregamentos que ocorreram no passado, e

assim, determinar os parâmetros de resistência dos solos (coesão e ângulo de atrito interno), que contribuíram para o desencadeamento dos mesmos.

Dado que todos os movimentos inventariados ocorreram sob condições de Fator de Segurança igual a 1 ou próximo, igualou-se o valor do mesmo a 1, resolvendo-se a expressão [4.2] em ordem a  $m$ , para que se pudesse obter o seu valor, e assim, definir valores de coesão e ângulo de atrito, aquando da rotura, que melhor se adaptassem a cada unidade (expressão [5.2]).

$$m = \frac{c' + (h \times \cos^2 \beta \times \tan \phi' \times \gamma) - (1 \times h \times \sin \beta \times \cos \beta \times \gamma)}{(1 \times h \times \sin \beta \times \cos \beta \times (\gamma_{sat} - \gamma) + (h \times \cos^2 \beta \times \tan \phi' \times (\gamma - \gamma_{sub}))} \quad [5.2]$$

Os valores de coesão efetiva ( $c'$ ) e ângulo de atrito interno efetivo ( $\phi'$ ) finais para cada unidade litostratigráfica encontram-se na Tabela 5.5:

Tabela 5.5 - Parâmetros geotécnicos finais das unidades litostratigráficas.

Litologia	$c'$ (kN/m <sup>2</sup> )	$\phi'$ (°)
Aluviões	11	24
Aterros	1,2	30
Areolas de Braço de Prata e Areolas de Cabo Ruivo (MVIIa e MVIIb)	1	30
Grés de Grilos e Calcários de Marvila (MVIb e MVIc)	2	34
Argilas Azuis de Xabregas (MVIa)	2	18
Areias do Vale de Chelas (MVb)	0	30
Calcários de Quinta das Conchas (MVc)	0	30
Calcário de Musgueira (MVa3)	3	20
Areias com <i>Placuna miocenica</i> (MVa2)	2	30
Calcários de Casal Vistoso (MVa1)	1	21
Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb)	2	30
Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa)	2	18
Calcários de Entrecampos (“Banco Real”) (MIII)	2	34
Areolas da Estefânia (MII)	1	30

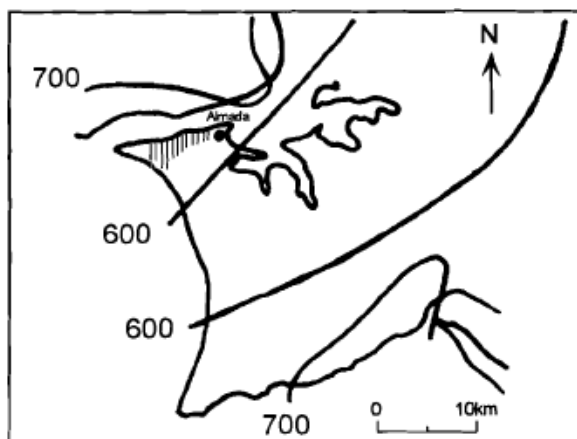
## 5.5 Dados de Precipitação

A água tem um papel preponderante no desencadeamento de fenómenos de instabilidade em vertentes. Após a infiltração da água no solo ocorre a subida temporária das pressões intersticiais, assim como a perda de coesão efetiva devido à saturação do solo, o que faz com que ocorra a redução crítica da resistência ao corte, dando assim origem a fenómenos de instabilidade (Iverson, 2000). Neste contexto, e dado que a maioria das instabilidades em vertente são causadas pela precipitação, importa olhar com algum pormenor para este fator externo.

O clima que afeta a região de Almada, tal como no resto do país, é caracterizado por duas principais estações: uma fria e chuvosa de inverno, seguida por outra seca e quente, de verão (Reis & Gonçalves *in* Lamas, 1998). O período das chuvas, ocorre, geralmente, entre o mês de novembro e de março.



A área em estudo é, em média, afetada anualmente por 600 a 700 mm de precipitação. Segundo (Simões, 1998), a média de precipitação anual para a margem esquerda do Tejo é de 682 mm (Figura 5.3).



*Figura 5.3 - Quantidade total de precipitação anual na região de Almada (média referente ao período de 1941/70). (Adaptado de Lamas, 1998).*

Na presente fase do trabalho tentou caracterizar-se o regime de precipitações do concelho de Almada, ponto fulcral para que se consiga perceber a importância da precipitação para a ocorrência de instabilidades e a sua relação com as mesmas.

Para tal, utilizaram-se os dados disponíveis na plataforma online SNIRH (Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos), para a zona de Almada. A única estação meteorológica com dados de precipitação desta zona é a estação do Monte da Caparica, que possui dados desde maio de 1985.

Os dados de precipitação desta estação apresentavam algumas lacunas temporais, pelo que teve de se recorrer ao método de transferência de informação por correlação de dados de precipitação com estações próximas para colmatar esta dificuldade. Para tal, adotaram-se os dados das duas estações mais próximas que possuíam dados de precipitações, a de Vila Nogueira de Azeitão, também esta situada na margem sul do Tejo e a estação de São Julião do Tojal, situada na margem direita do Tejo, mas que apresentava dados bastante completos.

Depois de realizada a correlação Monte da Caparica – Vila Nogueira de Azeitão e Monte da Caparica – São Julião do Tojal obteve-se um gráfico de regressão linear para ambas as hipóteses, para o intervalo temporal de 1 de maio de 1985 a 31 de dezembro de 2017. Dada a equação da reta obtida, constatou-se que a correlação Monte da Caparica – São Julião do Tojal era mais aceitável, pelo que foi essa a ser usada para os restantes resultados.

Esta correlação foi usada apenas até 31 de dezembro de 2012, pois, os dados da estação de São Julião do Tojal apesar de muito completos, terminaram nessa data, pelo que, a partir dessa mesma data tiveram de ser utilizados os valores da correlação Monte da Caparica – Vila Nogueira de Azeitão.

Construiu-se uma série de precipitações anuais desde 1985 até 2017 com uma lacuna temporal de um ano (2013/2014). Existe também uma lacuna nos dados para o ano hidrológico de 2008/2009, daí o valor ser baixo (Figura 5.4).



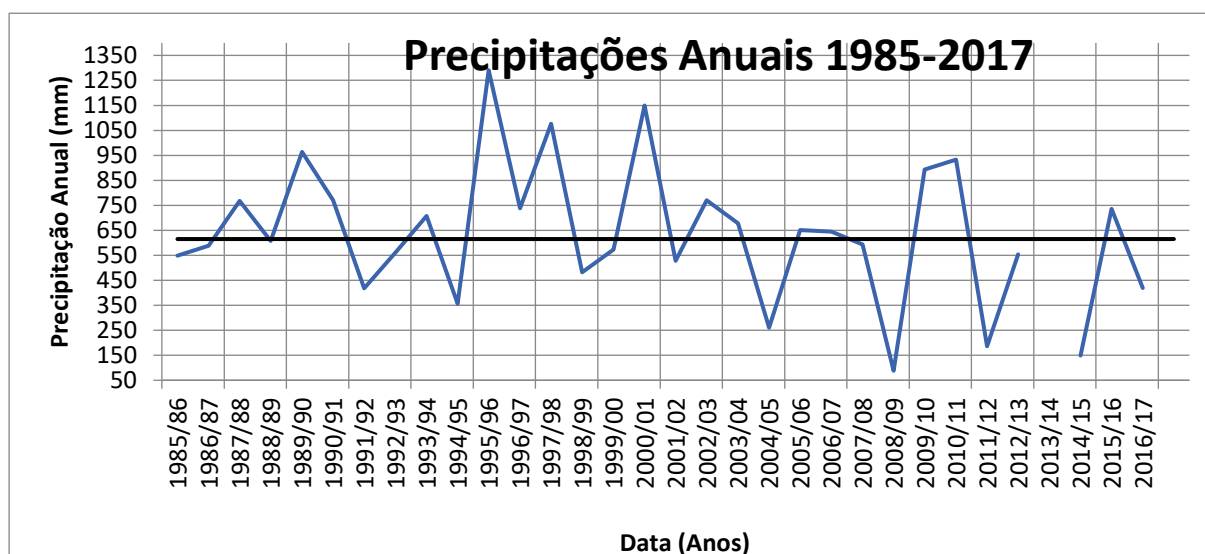


Figura 5.4 - Variação das precipitações anuais para o período temporal de 1985-2017. A reta representada a negro corresponde à precipitação média anual.

Pelo cálculo da média dos somatórios das precipitações anuais, para a estação do Monte da Caparica (após a correlação com as outras duas estações), obteve-se um valor de 615,1 mm para a mesma, que se encontra dentro dos valores anteriormente mencionados.

A precipitação tem implicação direta na ocorrência de fenómenos de instabilidade. Na bibliografia está bem patente (Zêzere *et al.*, 2005, 2014) a relação entre as grandes chuvadas que ocorreram nos últimos anos e a ocorrência de movimentos de vertentes. A Tabela 5.6 apresenta algumas das principais datas de intensa precipitação onde ocorreram movimentos de vertentes na região de Lisboa e norte de Lisboa, mas que, por falta de informação sistematizada e validada, podem ser aplicadas numa primeira análise à área em estudo:

Tabela 5.6 - Datas dos principais episódios de instabilidade ocorridos no período temporal de 1987-2010, para a região de Lisboa.

Episódios de instabilidade
Fevereiro de 1987 (Zêzere <i>et al.</i> , 2005)
Novembro de 1989 (Zêzere <i>et al.</i> , 2005)
Dezembro de 1989 (Zêzere <i>et al.</i> , 2005)
Dezembro de 1995 (Zêzere <i>et al.</i> , 2005)
Janeiro de 1996 (Zêzere <i>et al.</i> , 2005)
Fevereiro de 1996 (Zêzere <i>et al.</i> , 2005)
Dezembro de 2000 (Zêzere <i>et al.</i> , 2014)
Janeiro de 2001 (Zêzere <i>et al.</i> , 2005)
Janeiro de 2010 (Zêzere <i>et al.</i> , 2014)

Os anos importantes em termos de escorregamentos foram projetados num gráfico, em que, realmente se verifica que, nas datas em que ocorrem movimentos de vertente se regista um “degrau” na representação gráfica, podendo assim fazer-se a correlação entre os episódios registados na região de Lisboa com os que possam ter ocorrido em Almada (Figura 5.5). Apesar de existirem outros “degraus” no gráfico apenas se está a supor que nessas datas possam ter ocorrido movimentos na zona de estudo

fazendo a correlação com os eventos ocorridos em Lisboa, não se excluindo o facto de poderem ter ocorrido outros movimentos fora dessas datas.

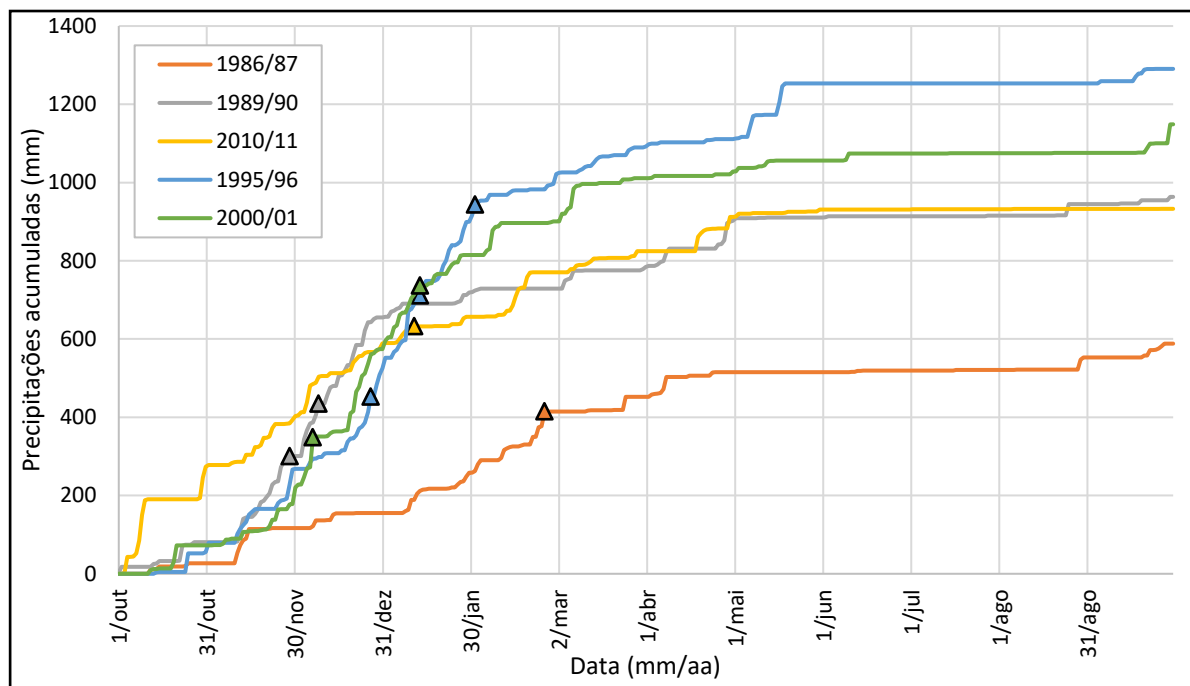


Figura 5.5 - Representação gráfica das precipitações acumuladas com as datas de ocorrência de movimentos de vertente.

### 5.5.1 Limiares críticos de precipitação

Para os movimentos de vertente que são desencadeados por determinados eventos de precipitação, um limiar representa a intensidade ou duração mínima de precipitação, o nível mínimo de tensão neutra, o declive mínimo, a redução da coesão dos solos ou deslocamentos que são necessários para desencadear um movimento de vertente (Reichenbach, 1998).

Dado que o modelo hidrogeológico em condições estáticas – SHALSTAB – necessita de um valor de precipitação efetiva ( $q$ ), é necessário obter os limiares críticos que representem o mínimo de precipitação para o qual ocorram movimentos de vertente.

Para a região norte a de Lisboa já foram publicados vários trabalhos sobre os limiares críticos de precipitação com o objetivo de se perceber qual a relação entre a duração e intensidade das precipitações com a ocorrência de movimentos de vertente (Zêzere *et al.*, 2002, Zêzere *et al.*, 2005, Zêzere *et al.* 2008 e Zêzere *et al.*, 2014). Para esta região foi calculada uma expressão para o limiar crítico de precipitação, através dos dados de precipitações diárias da estação meteorológica de São Julião do Tojal:

$$Cr = 7,4 \times D + 107 \quad [5.3]$$

Em que,  $Cr$  representa a precipitação acumulada em mm e  $D$  a duração em dias.



Figura 5.6 - Localização das duas principais estações meteorológicas usadas para recolha dos dados de precipitação. Relação de proximidade entre as duas.

As duas estações distam cerca de 30 quilómetros uma da outra, o que, em termos de regime de precipitação, as duas zonas, não apresentam regimes muito díspares.

A Figura 5.7 representa a correlação entre a soma das precipitações diárias de dois dias contíguos, que nos permite eliminar o enviesamento nos resultados, nos casos em que o mesmo episódio de precipitação numa estação foi registado num dia, mas na outra apenas foi registado no dia seguinte.

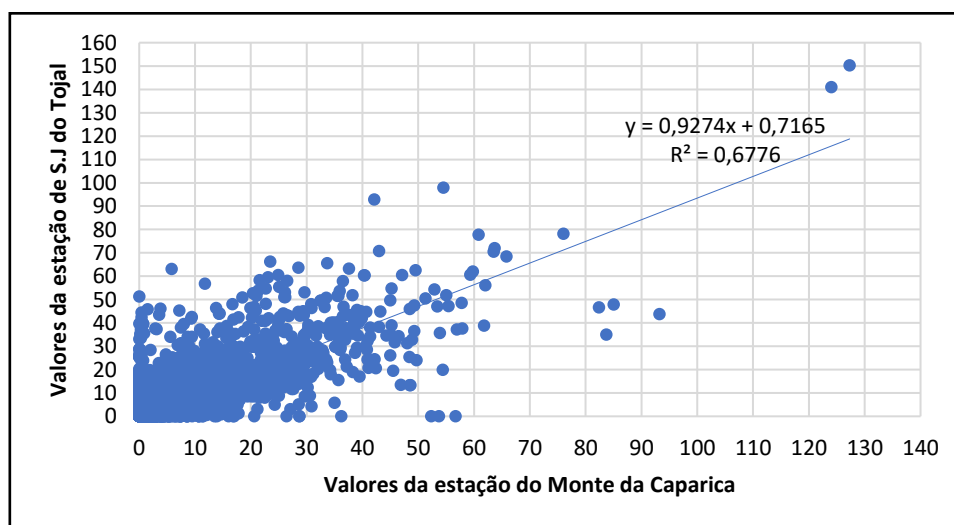


Figura 5.7 – Correlação entre a soma das precipitações diárias de dois dias contíguos da estação de São Julião do Tojal e da estação do Monte da Caparica.

Das análises realizadas pode-se concluir que, a correlação entre os dados de precipitações diárias entre a estação do Monte da Caparica e de São Julião do Tojal, para o período compreendido entre 1 de maio de 1985 até 31 de dezembro de 2012 é de  $\sim 0,68$ . Já na correlação realizada entre a estação do Monte da Caparica e de Vila Nogueira de Azeitão (também esta a cerca de 30 km de distância), para o período compreendido entre 1 de maio de 1985 e 31 de dezembro de 2017, obteve-se um coeficiente de correlação de  $\sim 0,40$ , que é um valor bastante inferior ao anterior, daí a razão pela qual se ter utilizado, para os cálculos posteriores, o coeficiente de correlação entre a estação do Monte da Caparica e de São Julião do Tojal. Tal como frisado anteriormente, os valores desta correlação apenas foram utilizados até 31 de dezembro de 2012, data à qual terminam os dados de precipitações diárias da estação de São Julião do Tojal, pelo que, desde dia 1 de janeiro de 2013 a 31 de dezembro de 2017 utilizaram-se os valores de precipitações diárias da correlação entre a estação do Monte da Caparica e Vila Nogueira de Azeitão.

Apesar de, ainda assim, existirem algumas lacunas temporais (de dias ou meses), causadas por fatores como a falta de monitorização das estações e/ou erros de medição e a quantidade e intensidade da precipitação de um ponto para outro, considera-se o coeficiente de correlação obtido ( $\sim 0,68$ ), como razoável e sem necessidade de se efetuar abordagens distintas para as duas estações.

Realizou-se um gráfico de regressão linear dos escorregamentos ocorridos nas datas mencionadas na Tabela 5.6 para as precipitações diárias, de 2, 3, 5, 7, 15, 30, 40, 60 e 90 dias. Projetaram-se, num gráfico de dispersão, os valores de precipitações para estes dias assim como os dias em que possam ter ocorrido escorregamentos. Os dados utilizados para a reconstrução das datas dos escorregamentos apresentadas na Tabela 5.6, foram obtidos, segundo Zêzere *et al.* 2014, através de documentos científicos e técnicos, trabalho de campo, recolha de informação com as populações locais e através de bases de dados SIG (*DISASTER Database*). O critério para assinalar esses dias consistiu em utilizar o valor do máximo de precipitação para os meses em que se registou a ocorrência de movimentos de vertentes. Por exemplo, para 1 dia, em fevereiro de 1987 o dia em que se registou o máximo de precipitação foi no dia 25/02, com 38,2 mm, logo para esse mês nesse dia, projetou-se no gráfico um escorregamento. O mesmo procedimento foi feito para os restantes meses para 1 dia de precipitação e, simultaneamente, para os restantes cenários de precipitação (Figura 5.9). Após obtida a equação da reta, recorreu-se aos trabalhos de Zêzere *et al.*, (2014), para se perceber se a equação obtida se encontrava dentro dos limites para a ocorrência de escorregamentos e se podia ser utilizada para o cálculo dos limiares críticos de precipitação.

Para a área de Lisboa os limiares de precipitação inferiores e superiores, foram realizados tendo em conta os escorregamentos desencadeados por chuvas de 1865 a 2010 (Figura 5.8). Esta também inclui a possível linha de regressão que melhor se ajusta a distribuição dos escorregamentos e as mais altas precipitações anuais antecedentes para cada combinação de dias cumulativos (1, 2, 3, 4, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 75, 90) registadas naqueles anos sem escorregamentos para uma melhor validação (Zêzere *et al.*, 2014).

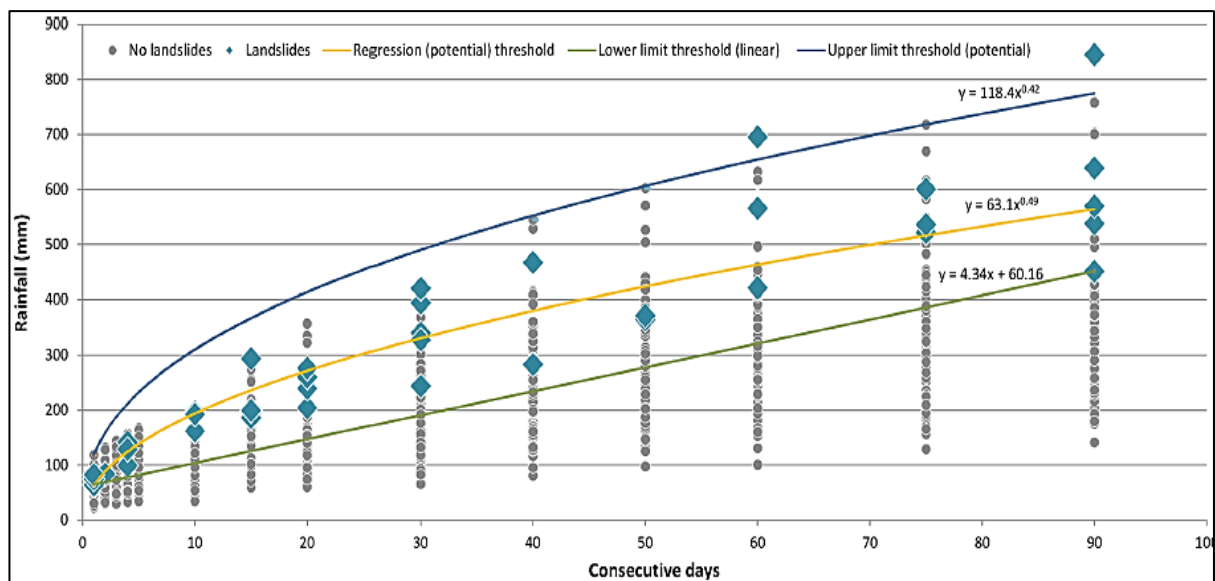


Figura 5.8 - Limite mínimo e máximo de precipitação para a ocorrência de movimentos de vertente para a região de Lisboa (dados de Lisboa-Geofísico, período temporal de 1865-2010) (Segundo Zêzere et al., 2014).

Na Figura 5.8, a equação:

$$y = 4,34x + 60,16 \quad [5.4]$$

Corresponde ao limiar inferior de precipitação. A equação:

$$y = 118,4x^{0,42} \quad [5.5]$$

Corresponde ao limiar superior de precipitação. E a equação:

$$y = 63,1x^{0,49} \quad [5.6]$$

Representa o limiar médio de precipitação.

A equação da reta de regressão linear obtida para os dados referentes à região de Almada foi a seguinte (Figura 5.9):

$$y = 6,53x + 71,24 \text{ (Cr)} \quad [5.7]$$

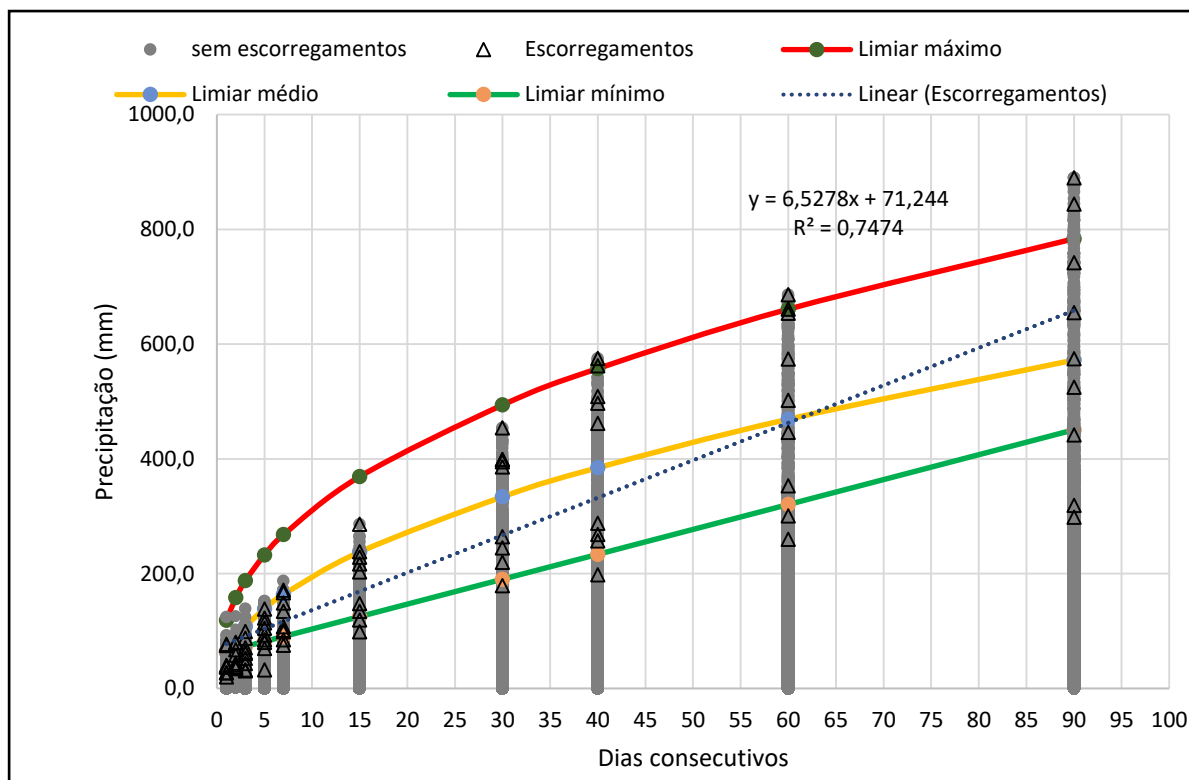


Figura 5.9 - Limite mínimo e máximo de precipitação para a ocorrência de movimentos de vertente para a área de estudo, para o período temporal de 1987-2010.

Tal como se pode observar no gráfico da figura, a equação da reta de regressão linear obtida encontra-se sensivelmente a meio dos limiares de precipitação mínimo e máximo para a região de Lisboa, verificando-se assim, que os resultados obtidos para a zona de Almada não são muito díspares dos obtidos por Zêzere *et al.*, (2014).

Após a aplicação da expressão do limiar de precipitação acumulada (Cr) para a série de precipitações de Almada, foi possível identificar os períodos críticos de precipitação, que possam ter levado à ocorrência de movimentos de vertente (Anexo 1). Através dos resultados obtidos conclui-se que o número de ocorrências aumenta à medida que aumenta o intervalo de tempo. No caso de estudo, para a obtenção da expressão do limiar de precipitação acumulada utilizaram-se 9 intervalos, respetivamente, 1, 2, 3, 5, 7, 15, 30, 40, 60 e 90 dias, cujos valores se encontram na Tabela 5.7. Mas, para os cenários críticos de precipitação a serem utilizados no SHALSTAB, utilizou-se apenas o correspondente a um dia, por ser o mais penalizador em termos de funcionamento do modelo, visto que neste a precipitação entra como valor único, que é dividido pela transmissividade no mesmo período de tempo um (representado a cinzento na Tabela 5.7).

Tabela 5.7 - Valores de precipitação acumulada (Cr) para os diferentes cenários de precipitação. A cinzento está representado o cenário de precipitação utilizado no SHALSTAB e a vermelho estão os limiares críticos excluídos para a ocorrência de movimentos de vertente).

D (dias)	1	2	3	5	7	15	30	40	60	90
Cr (mm)	77,8	84,3	90,8	103,9	117,0	169,2	267,1	332,4	463,0	658,9

Segundo Zêzere *et al.*, (2014), os movimentos de detritos rápidos são tipicamente desencadeados por precipitação intensa e concentrada (algumas horas), enquanto os deslizamentos translacionais superficiais são geralmente desencadeados por precipitação intensa de duração mais prolongada (1 a 15 dias); por outro lado, os deslizamentos do tipo rotacional e translacional profundos e complexos, está relacionado com períodos de chuva constantes, com duração de várias semanas a meses.

Dado que estamos a estudar movimentos superficiais, não faz sentido incluir grandes intervalos temporais no cálculo dos limiares críticos de precipitação (30, 40, 60 e 90 dias).

## 5.6 Espessura de solo potencialmente instável

A espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ), corresponde à porção de solo que pode vir a ser mobilizado durante a ocorrência de um movimento de vertente e trata-se do parâmetro que mais pesa aquando da realização de um estudo de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente. Consiste também no parâmetro de mais difícil determinação em estudos deste género, principalmente se não houver informação de base prévia, como sondagens, que nos deem informação sobre a espessura dos solos superficiais, que normalmente, são os mais problemáticos por terem menor resistência ao corte que o substrato.

Na zona em estudo não se disponha deste tipo de informação e a grande maioria das zonas onde se deram os escorregamentos é de muito difícil acesso, e algumas até, de acesso interdito, pelo que, se tornou impossível tentar avaliar esta variável em campo ou realizar alguns ensaios *in situ*. Deste modo, teve de se recorrer a modelos empíricos que permitissem obter espessuras de solo potencialmente instável aceitáveis para a zona em estudo.

Os modelos utilizados encontram-se abaixo descritos.

### 5.6.1 Expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009)

Para a obtenção de valores aproximados de espessura de solo instável para a zona em estudo, recorreu-se aos trabalhos realizados por Guzzetti *et al.* (2009), para a zona central da Itália (Umbria), onde cartografaram 677 escorregamentos e realizaram as respetivas medições geométricas, como a área do escorregamento ( $A_l$ ) e o volume ( $V_l$ ). Estas medidas foram usadas para estabelecer uma relação empírica que correlacionasse  $A_l$  ( $m^2$ ) com  $V_l$  ( $m^3$ ).

$$V_l = 0,074 \times A_l^{1,450} \quad [5.8]$$

A expressão [5.8], permite calcular o volume deslocado de um dado escorregamento tendo em conta a sua área. Para o cálculo da espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ), usando a expressão acima apresentada e a área deslizada em cada movimento de vertente ( $A$ ), tem-se:

$$h = V_l/A \quad [5.9]$$

Os resultados obtidos da expressão [5.9], foram projetados num gráfico de dispersão de pontos, em que se correlacionou a espessura de solo de cada movimento com o seu declive, para que se pudesse obter uma expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos (expressão [5.10]).

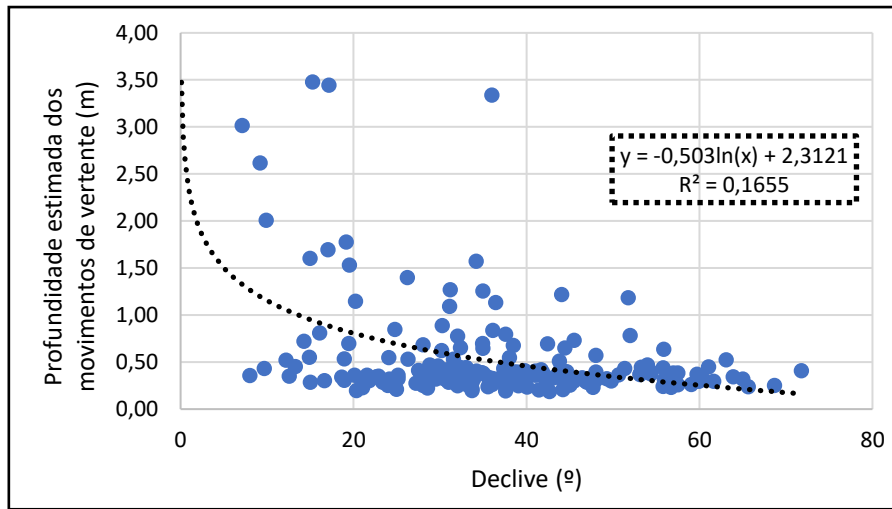


Figura 5.9 - Expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009).

$$h = -0,503Ln(\beta) + 2,3121$$

[5.10]

A expressão obtida permite calcular a espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ) para cada píxel do raster, em função do declive ( $\beta$ ) verificado nesse mesmo píxel.

### 5.6.2 Modelo proposto por Saulnier *et al.* (1997)

Este modelo, desenvolvido por Saulnier *et al.* (1997), permite o cálculo da espessura de solo potencialmente instável ( $mi$ ) tendo por base o valor do declive ( $\beta$ ), segundo a expressão:

$$mi = mmáx \times \left[ 1 - \frac{Tan\beta_i - Tan\beta_{min}}{Tan\beta_{máx} - Tan\beta_{min}} \times (1 - \alpha) \right]$$

com,  $\alpha = \frac{mmin}{mmáx}$

[5.11]

Onde  $mmáx$ , corresponde ao valor de espessura de solo máxima observada em campo, que neste caso considerou-se de 2 metros e  $mmin$  ao valor mínimo de espessura de solo observada, em que se tomou o valor 0;  $Tan\beta_i$  corresponde à tangente do declive, sendo que,  $\beta_{min}$  é o valor mínimo de declive registado no inventário de movimentos de vertente e  $\beta_{máx}$  o valor máximo de declive.

### 5.6.3 Espessura de solo constante

Para além dos modelos de cálculo da espessura de solo potencialmente instável, acima descritos, optou-se por se testar um terceiro modelo de estudo deste parâmetro, em que se atribuiu um valor constante para toda a zona de estudo.

Através da análise de algumas sondagens realizadas na região da zona de estudo, chegou-se a um valor aproximado e razoável que poderia corresponder a uma viável espessura de solo potencialmente instável a ser aplicada à zona de estudo, sendo esse de 0,8 metros.



Na Figura 5.10 e Figura 5.11, estão representados os mapas alusivos à distribuição da espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ) na zona em estudo, para o modelo deduzido da profundidade dos escorregamentos calculada de acordo com Guzzetti *et al.*, (2009) através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos e para o modelo proposto por Saulnier *et al.*, (1997), respetivamente. Para a espessura de solo potencialmente instável constante de 0,8 metros não foi realizado um mapa, pois, tal como foi referido, esta é constante para toda a área de estudo.

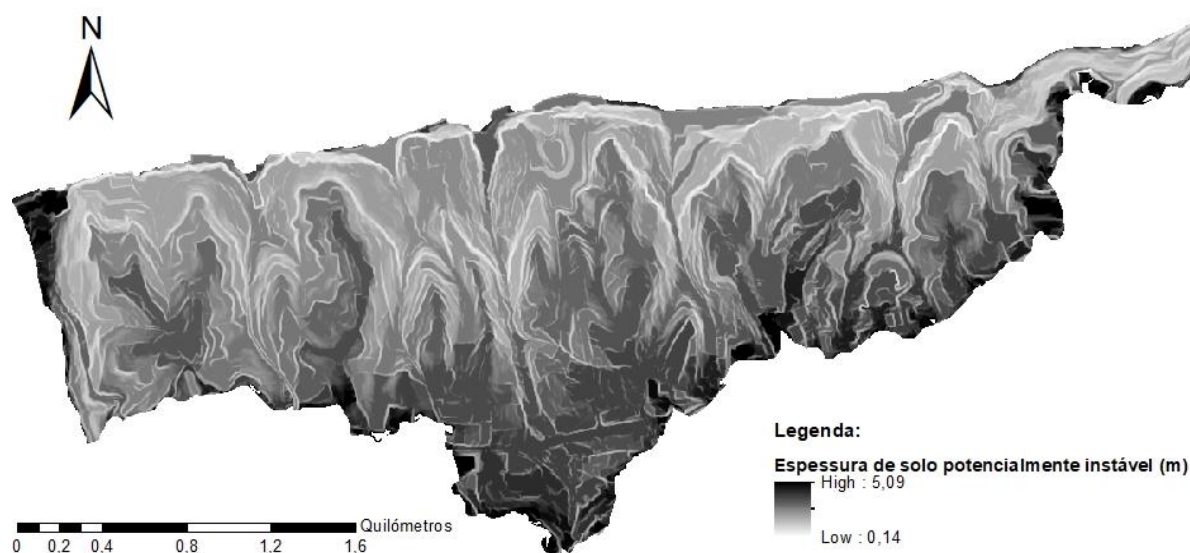


Figura 5.10 - Mapa de distribuição da espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ), obtida através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009).

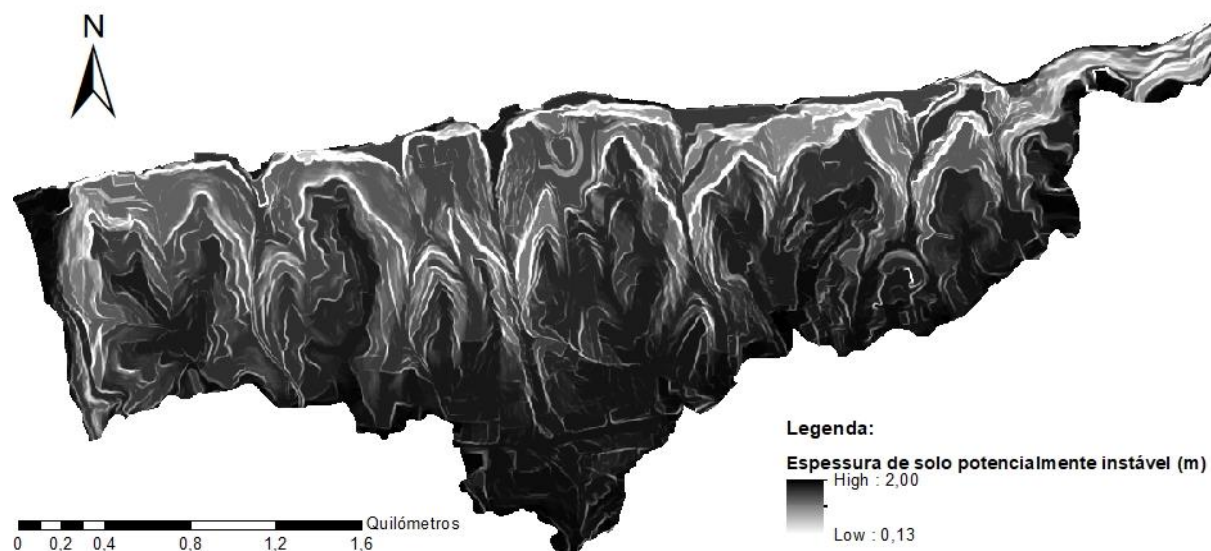


Figura 5.11 - Mapa de distribuição da espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ), obtida pelo modelo proposto por Saulnier *et al.* (1997).

## 5.7 Razão entre a espessura de solo saturado e a espessura de solo potencialmente instável

A espessura razão entre a espessura de solo saturado ( $dw$ ) e a espessura de solo potencialmente instável ( $z$ ) –  $m$  – corresponde a uma variável importante no cálculo da suscetibilidade de vertentes e, tal como descrito no capítulo 4 referente ao modelo hidrogeológico SHALSTAB, esta é dada pela seguinte expressão:

$$m = \frac{dw}{z} = \frac{q}{T} \times \frac{a}{b} \times \frac{1}{\sin\theta} \quad [5.12]$$

Para o cálculo desta variável, criou-se um *raster* para cada uma das variáveis da equação, nomeadamente,  $q$ ,  $T$ ,  $\frac{a}{b}$  e  $\sin\theta$  (seno do declive).

Os valores de transmissividade foram calculados através da expressão [5.1]. para toda a zona de estudo, usando os valores de coeficiente de permeabilidade ( $K$ ) apresentados na Tabela 5.4 e os valores de espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ) obtido para os três modelos apresentados, obtendo-se assim, um valor de Transmissividade para cada modelo de espessura de solo potencialmente instável.

Quanto aos valores de precipitação, apenas se utilizou o valor referente a 1 dia calculado pela expressão do limiar de precipitação ( $Cr$ ), substituído na expressão de  $m$  pela precipitação efetiva ( $q$ ). Dado que o valor quantitativo de precipitação por dia diminui, logo não faz sentido utilizar os outros dois cenários de precipitação (2, 3, 5, 7 e 15 dias). O valor de  $q$  é aplicado a cada *pixel* da área, que neste caso foi de 77,8 mm/dia (0,0778 m/dia).

O valor de  $\frac{a}{b}$  (área contributiva a montante/largura da unidade de terreno – *pixel* 5m), foi obtido através de um *raster* realizado no ArcView 3.1, utilizando o programa SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994), que foi diretamente utilizado na expressão.

Os valores de  $m$  obtidos pela expressão de Montgomery & Dietrich (1994) são sempre extremamente elevados, chegam mesmo a ser 10 vezes superiores aos valores de espessura de solo potencialmente instável, o que não corresponde à realidade, pois teria de se considerar o nível da água também muito acima da superfície topográfica, porque mesmo havendo excesso de água ela escorre à superfície, não aumentando excessivamente a posição do nível piezométrico. Para colmatar este efeito Montgomery & Dietrich (1994) sugeriram um limite máximo de 3,5 vezes a espessura de solo potencialmente instável, mas, sendo este valor ainda um pouco elevado, considerou-se que os valores da espessura de solo saturado seriam apenas até 2 vezes superiores à espessura de solo potencialmente instável (Vasconcelos, 2011).

Posteriormente, através das ferramentas de *Spatial Analyst* do ArcMap 10.4.1, realizou-se um *Raster calculator* usando a expressão [5.12], para cada modelo de espessura de solo potencialmente instável, para 1 dia de precipitação, estando graficamente representados os resultados obtidos na Figura 5.12, Figura 5.13 e Figura 5.14.

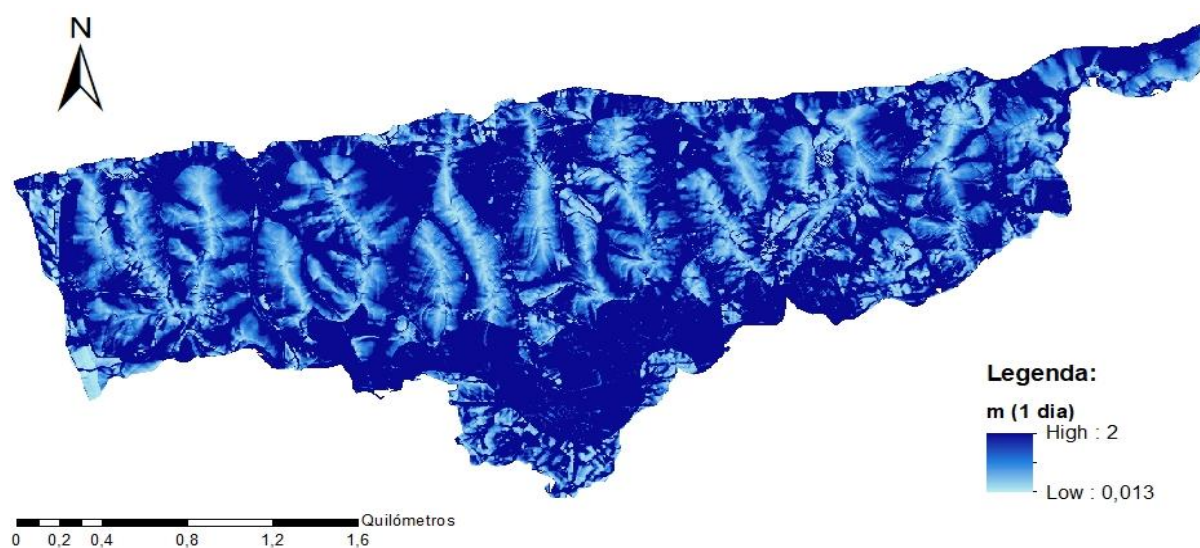


Figura 5.12 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009).

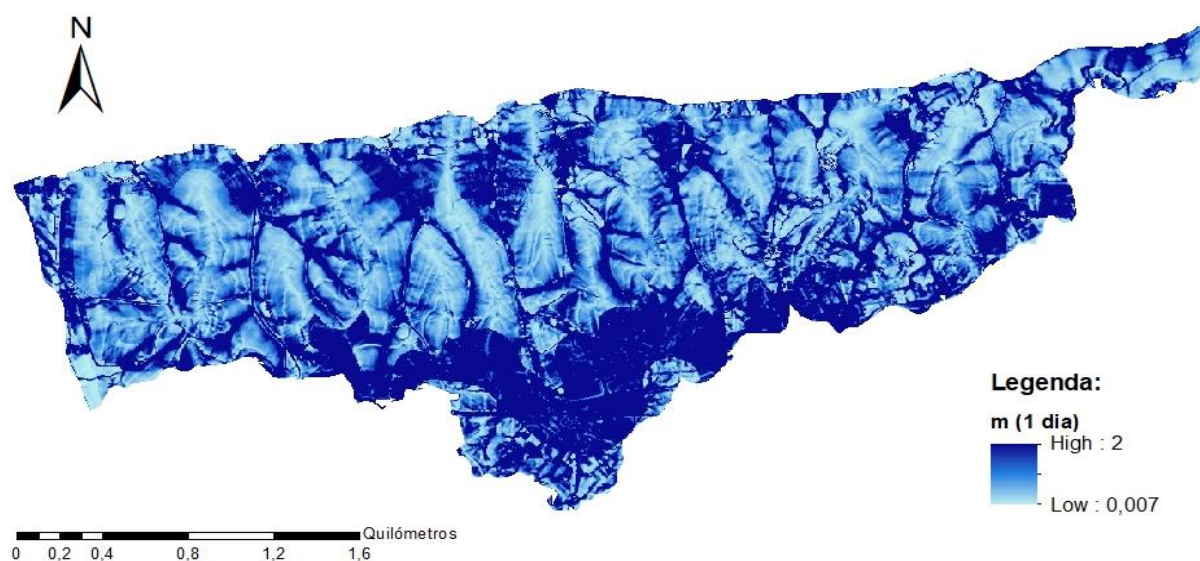


Figura 5.13 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através do modelo proposto por Saulnier et al. (1997).

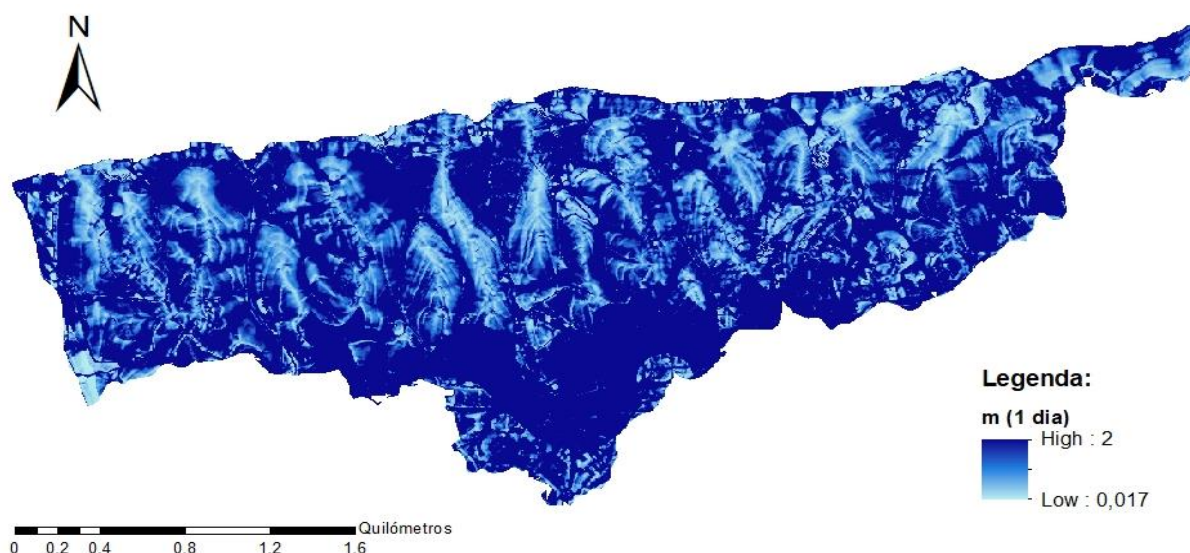


Figura 5.14 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado (m) para o modelo de espessura de solo constante (0,8m).

Os mapas anteriores foram criados para uma situação de terreno exposto, ou seja, onde a taxa de impermeabilização seria de 100% para toda a área. A zona em estudo, apesar de não ser extremamente urbanizada, possui bastante edificado e vias de acesso, que fazem com que as taxas de infiltração sejam reduzidas e aumentem o efeito de impermeabilização nos solos. “As alterações provocadas pela conversão de terrenos naturais em estruturas urbanas, como estradas, calçadas, espaços de estacionamento e edifícios, são responsáveis pelo aumento do escoamento superficial de água ao invés de permitir a infiltração. Assim, devido a ser incapaz de penetrar os materiais mineralógicos de que são compostas as estruturas mencionadas, as águas da chuva serão coletadas pelos sistemas de drenagem, tal como os esgotos e outras vias de fluxo artificiais, até alcançarem canais naturais (rios e ribeiras) onde irão aumentar os caudais, aumentar o risco de transbordar do leito e, conseqüentemente, de cheias” (Stone in Vasconcelos, 2011).

Deste modo, realizou-se um mapa de ocupação do solo e procurou-se quantificar a quantidade de água de escorrência que se infiltra no solo durante os eventos de precipitação.

Para as taxas de infiltração usou-se os valores usados por Vasconcelos (2011), no seu trabalho desenvolvido para o concelho de Lisboa:

- 15% da precipitação total, para áreas ocupadas por edifícios, onde a infiltração das águas pluviais é reduzida;
- 45% da precipitação total, para zonas parcialmente impermeabilizadas, ou seja, zonas que possuem alguma capacidade de infiltração em fissuras, juntas, roturas de condutas;
- 15% da precipitação total, para áreas ocupadas por vias de comunicação, pois a impermeabilização foi considerada semelhante à das áreas ocupadas por edificado.



Com a informação de base recolhida, realizou-se um mapa de uso e ocupação do solo, por processamento da cartografia do edificado, estruturas e vias de comunicação presentes no mapa topográfico cedido pela Câmara Municipal de Almada, datado de 2011 e com equidistância das curvas de nível de 1m, que também foi utilizado para a construção do MDT, para que se pudessem discriminar cada uma das áreas acima referidas (Figura 5.15) e, posteriormente, criou-se um mapa correspondente à taxa de infiltração para cada dessas áreas (Figura 5.16).

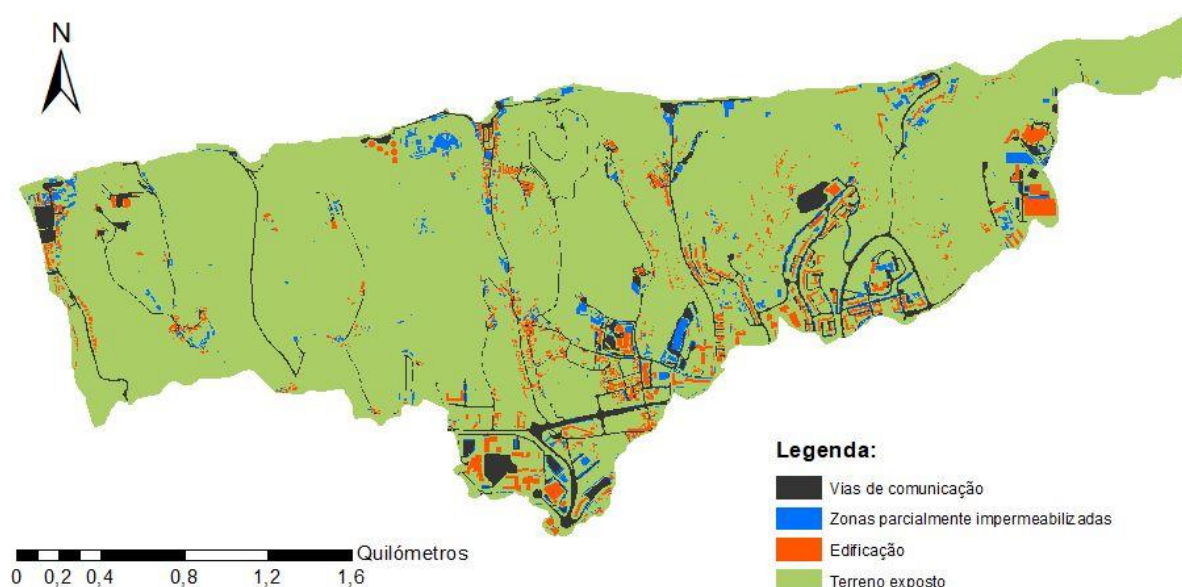


Figura 5.15 - Mapa de uso e ocupação do solo realizado para a área de estudo.

As diferentes áreas definidas encontram-se apresentadas na Tabela 5.8:

Tabela 5.8 - Área correspondente para cada classe de uso e ocupação do solo.

Variável	Classes	Área (m <sup>2</sup> )
Uso e ocupação do solo	Vias de comunicação	370 177,7
	Edificação	291 322,4
	Zonas parcialmente impermeabilizadas	187 447,5

De uma maneira geral todas as classes de espaços com impermeabilização parcial têm a mesma ordem de grandeza e os valores não são muito diferentes uns dos outros. Como seria de esperar, dada a zona em questão, as vias de comunicação e os espaços edificados ocupam a maior fatia de área.

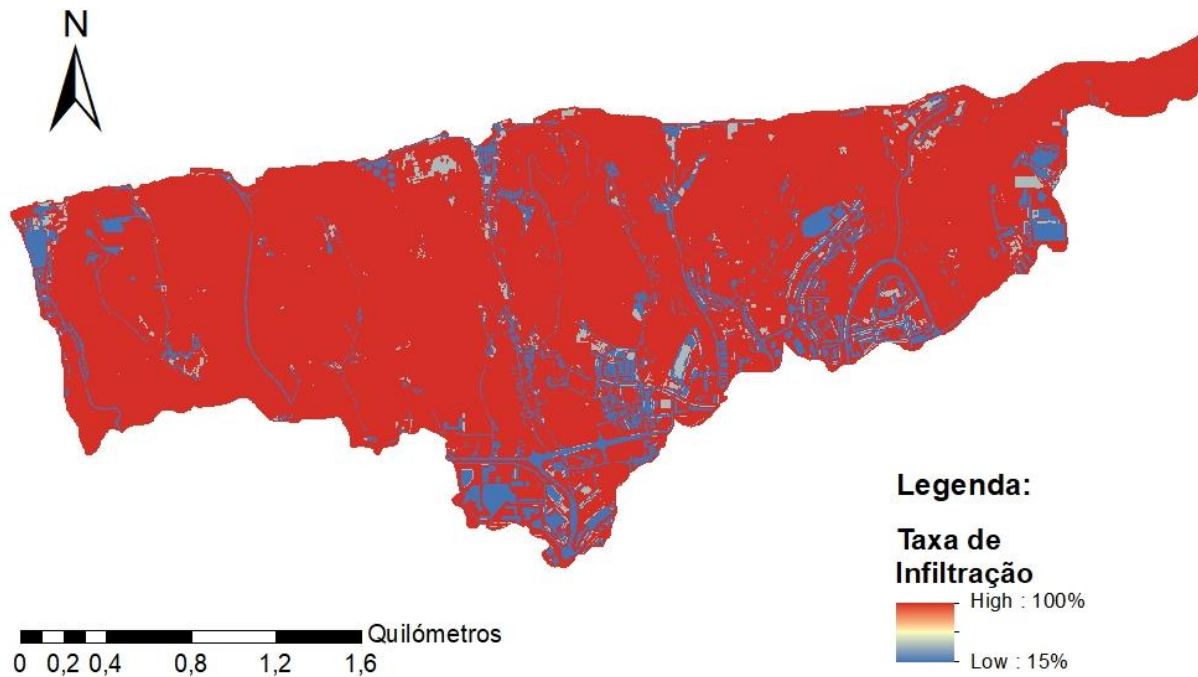


Figura 5.16 - Mapa da distribuição da taxa de infiltração pelas diferentes classes de uso e ocupação do solo.

Após conhecidos os efeitos das alterações no uso e ocupação do solo relativamente à infiltração das águas de precipitação, realizou-se um novo *raster* referente à razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado ( $m$ ), contemplando esta nova variável (Figura 5.17). Para tal, foi utilizada a espessura de solo potencialmente instável calculada pela expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009), dado ter sido este o modelo com melhores resultados aquando da realização da validação de todos os modelos, que irá ser devidamente descrita no capítulo 7. A expressão de Montgomery & Dietrich (1994) teve de ser reformulada para que se pudesse inserir o efeito da impermeabilização das infraestruturas nos terrenos subjacentes ( $fi$ ) (Vasconcelos, 2011).

$$m = \frac{dw}{z} = \frac{q \times fi}{T} \times \frac{a}{b} \times \frac{1}{\sin\theta} \quad [5.13]$$

Comparando agora o nível de informação referente à razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado, para a espessura de solo potencialmente instável obtida através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009), da situação de terreno exposto em toda a área de estudo com a situação de uso e ocupação do solo, pode-se constatar que o valor mínimo de  $m$  da primeira situação para a segunda diminuiu. Isto deve-se ao facto de ocorrer redução da quantidade de água que se infiltra no solo perante uma área urbanizada.

Analisando apenas o nível de informação de  $m$  para a situação de uso e ocupação do solo (Figura 5.17), constata-se que as zonas a azul claro podem corresponder a zonas onde a ocupação do solo é maior, infiltrando-se menos água de precipitação reduzindo assim a quantidade de água que chega ao subsolo e consequentemente a sua saturação e/ou a zonas onde o declive é mais elevado.

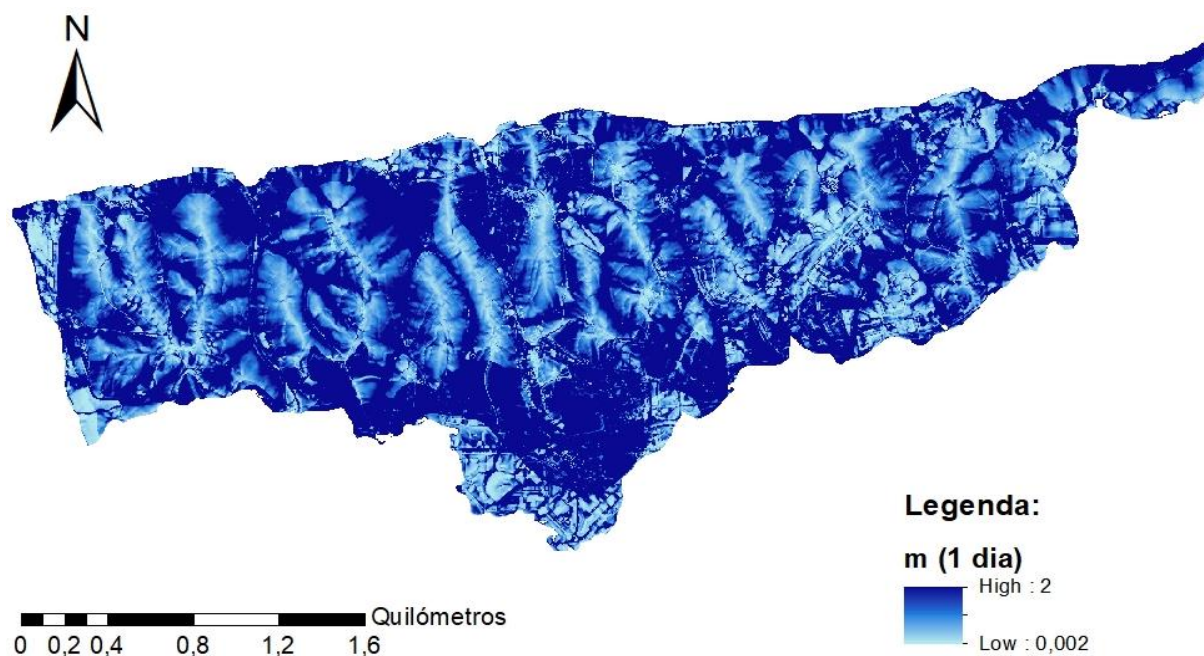


Figura 5.17 - Mapa da distribuição da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado ( $m$ ) para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009), contemplando o uso e ocupação do solo.

## 6. Suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente

### 6.1 Modelo de Base Física

Após a recolha de informação referente aos parâmetros geotécnicos das unidades, assim como, a calibração dos mesmos, mais especificamente da coesão e ângulo de atrito, e das propriedades hidrogeológicas dos terrenos, procedeu-se à representação, em *rasters* (com *pixel* de 5m), das variáveis fulcrais à ocorrência de movimentos de vertente.

Como já foi descrito no capítulo 4, para o cálculo do fator de segurança usou-se a seguinte expressão (Sharma, 2002):

$$FS = \frac{c' + h \times \cos 2\beta [(1 - m) \times \gamma + m \times \gamma_{sub}] \times \tan \Phi'}{h \times \sin \beta \times \cos \beta [(1 - m) \times \gamma + m \times \gamma_{sat}]} \quad [4.2]$$

Antes de se aplicar a todos os *pixéis* da área de estudo, a expressão acima mencionada, criaram-se os *rasters* seguintes:

- Mapa de declives ( $\beta$ );
- Parâmetros geotécnicos dos solos:
  - Coesão efetiva ( $c'$ );
  - Ângulo de atrito interno efetivo ( $\phi'$ );
  - Peso volúmico natural ( $\gamma$ );
  - Peso volúmico saturado ( $\gamma_{sat}$ );
  - Peso volúmico submerso ( $\gamma_{sub}$ ).
- Espessura de solo potencialmente instável ( $h$ );
- Razão entre a espessura de solo potencialmente instável e o solo saturado ( $m$ );

Depois de reunidas todas as variáveis necessárias, criou-se novamente um *raster* (ficheiro matricial), produto da aplicação da expressão [4.2], em que o resultado foi expresso num valor numérico ordinário, mas que foi, posteriormente, organizado em classes de FS (0-1; 1-1,25; 1,25-1,50; 1,50-2; >2).

Este procedimento foi realizado para os três modelos de espessura de solo potencialmente instável. Os mapas de suscetibilidade encontram-se representados na Figura 6.1, Figura 6.2 e Figura 6.3.



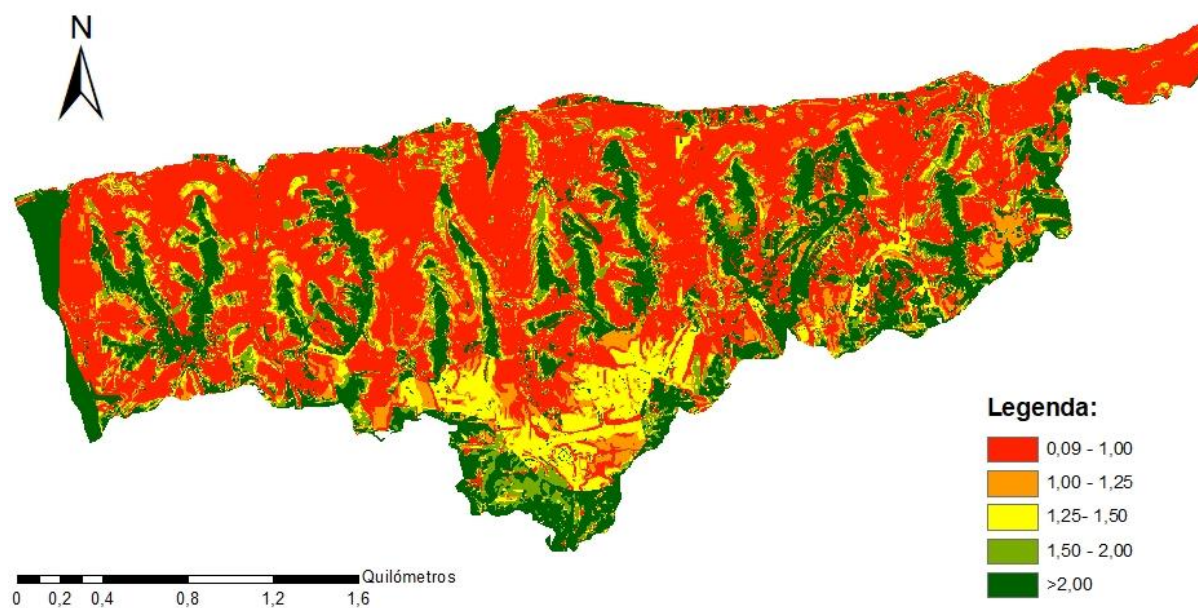


Figura 6.1 - Mapa de suscetibilidade para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009).

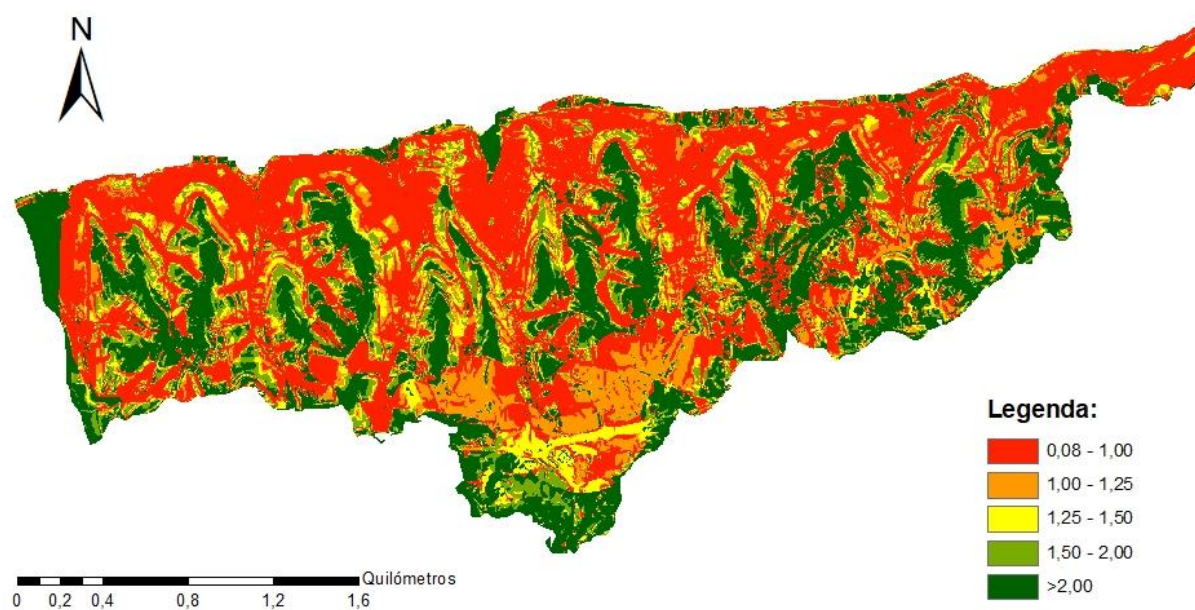


Figura 6.2 - Mapa de suscetibilidade para a espessura de solo potencialmente instável obtido através do modelo proposto por Saulnier et al. (1997).

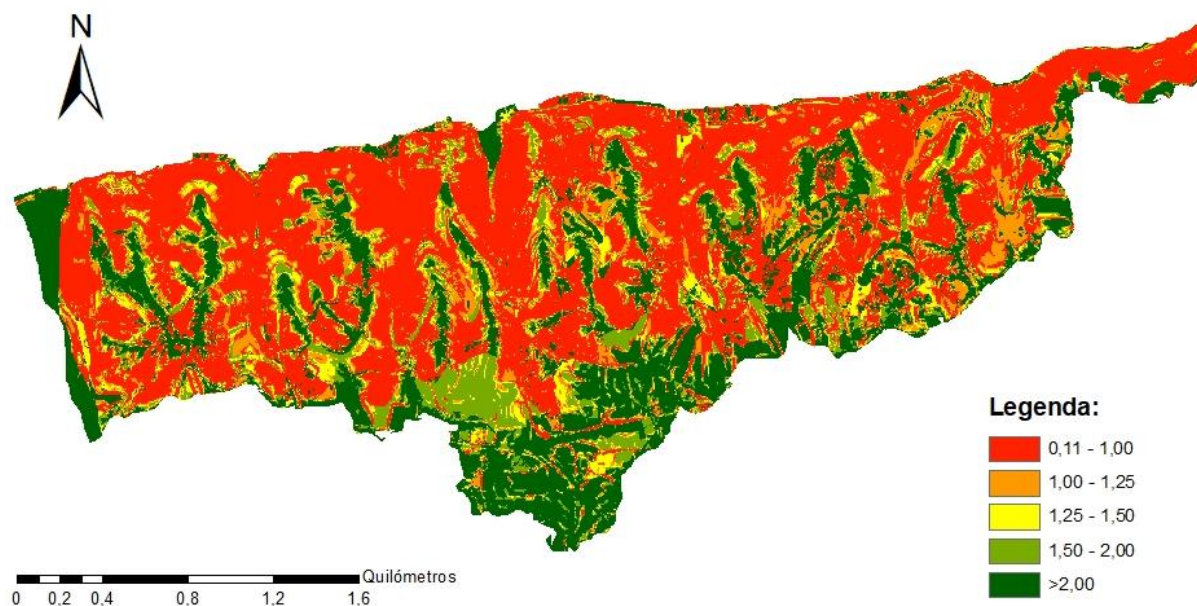


Figura 6.3 - Mapa de suscetibilidade obtido para o modelo de espessura de solo constante (0,8m).

As diferenças são visíveis nos mapas dos três modelos de espessura de solo apresentados, mas o padrão da distribuição das classes de suscetibilidade mantém-se mais ou menos constante. O Fator de Segurança é mais baixo nas zonas de maior declive, ao nível das escarpas que se situam mais a norte e junto à costa, e também nas zonas que são constituídas pelas Argilas Azuis de Forno do Tijolo (MIVa), dado que se trata de uma unidade com fracas características geotécnicas e que quando se encontram saturadas sofrem uma brusca redução da coesão ocorrendo assim escorregamentos nesses terrenos. As Areias da Quinta do Bacalhau (MIVb) e as Areias com *Placuna miocénica* (MVa2) ocorrem também em locais caracterizados com um valor de FS baixo, isto deve-se ao facto, de também essas unidades ocorrerem em zonas de declive relativamente elevado, fazendo com que a estabilidade diminua. As areias, quando se encontram saturadas e, caso ocorram níveis menos compactos, tem também características de resistência ao corte quase exclusivamente friccionais sendo também suscetíveis à ocorrência de instabilidades.

Tendo em conta o inventário de movimentos de vertente, observa-se que ao nível dos Calcários de Entrecampos (MIII), ocorrem muitos fenómenos de instabilidade, que apesar de corresponderem maioritariamente a escorregamentos planares, tombamentos e desabamentos em zonas de terreno escarpado, são abrangidos pelos mapas de suscetibilidade.

## 7. Validação dos resultados

A validação dos resultados obtidos nos modelos utilizados, é uma parte fulcral do trabalho. Para tal recorreu-se à abordagem estatística das curvas ROC (*Receiver Operating Characteristic*), que permite verificar a qualidade dos modelos de previsão relativamente aos movimentos de vertente. As curvas ROC correspondem a um método gráfico, em que, o modelo cuja curva ROC se encontra mais próxima do canto superior esquerdo terá uma melhor qualidade geral e resultados mais fiáveis (Figura 8). A área abaixo da curva permite avaliar a qualidade do modelo. Um modelo é considerado de excelente qualidade se tiver um valor de área abaixo da curva igual ou superior a 0,90.

Esta análise corresponde à representação gráfica dos pares de sensibilidade ou fração de verdadeiros positivos (FVP), no eixo das ordenadas, e  $1 - \text{especificidade}$  ou fração de falsos positivos (FFP), no eixo das abcissas (Braga, 2000). Segundo (Guzzetti F., 2005), um modelo está correto se tiver pelo menos 0,75 de Área Abaixo da Curva (AAC); os modelos em que têm AAC de 0,80 a 0,90, são considerados aceitáveis ou bons; por fim, os modelos que tenham AAC igual ou superior a 0,90 são considerados como excelentes.

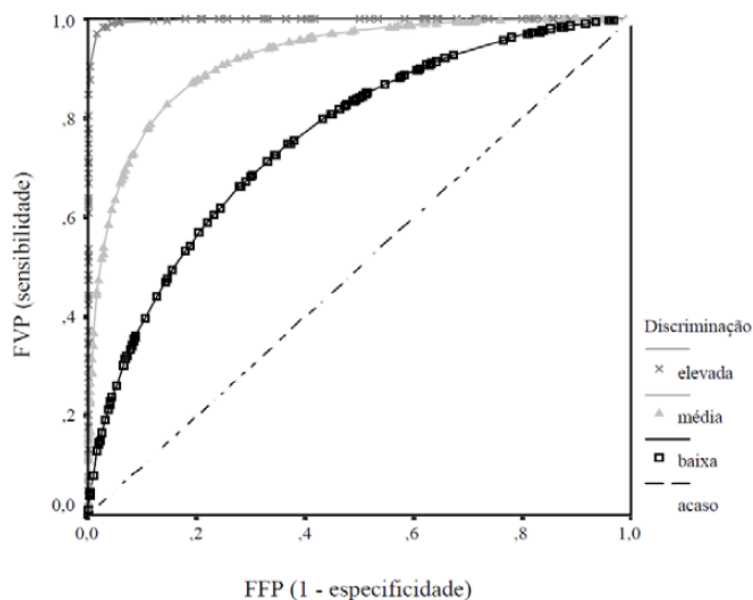


Figura 7.1 - Curvas ROC representativas dos três graus de capacidade discriminativa (Adaptado de Braga, 2000).

Segundo Vasconcelos (2011) a qualidade geral do modelo está associada ao traçado das curvas ROC; curvas onde se verificam elevadas percentagens de FVP (Fração de Verdadeiros Positivos) associadas a baixas percentagens de FFP (Fração de Falsos Positivos), que correspondem à área total do modelo, resultam modelos de previsão mais fiáveis; contrariamente, modelos em que se verifiquem elevadas percentagens de FVP e de FFP, serão menos fiáveis. O autor, refere também que, no gráfico, FVP corresponde às áreas que o modelo avalia como instáveis e que, ao serem comparadas com o inventário de campo, se verifica estarem realmente instáveis; já FFP corresponde às áreas definidas como instáveis, mas que ao ser comparado com o inventário se verifica que as mesmas se encontram estáveis.

Depois de construídas as curvas ROC de validação, calcula-se a área abaixo da curva (AAC), que permite avaliar a qualidade preditiva global do modelo (Bi & Bennett, 2003), de acordo com a seguinte expressão:

$$AAC = \sum_{i=1}^n \left[ (Lsi - Li) \times \left( \frac{ai + bi}{2} \right) \right] \quad [7.1]$$

Em que,  $(Lsi - Li)$  corresponde à amplitude da classe produzida,  $ai$  ao valor da ordenada correspondente a  $Li$ , e  $bi$  corresponde ao valor da ordenada correspondente a  $Lsi$ .

De acordo com os muitos trabalhos de estatística publicados, está definido que, a área abaixo da curva terá valores entre 0 e 1.

## 7.1 Validação do modelo de base física

Nesta fase do trabalho procedeu-se à validação do modelo de base física através da construção de curvas ROC que nos permitiram avaliar a qualidade preditiva dos modelos.

Como já foi referido no capítulo 5 foram estudados três modelos de obtenção da espessura de solo potencialmente instável. Com estes valores aplicaram-se as expressões correspondentes ao cálculo do  $m$  e do FS. Obtiveram-se então três mapas de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, e, em cada um deles, recolheu-se a informação necessária para se criar as curvas de sucesso para cada um dos modelos.

A Figura 7.2, ilustra as curvas ROC de predição dos mapas de suscetibilidade produzidos para os três modelos de espessura de solo potencialmente instável. Os três modelos avaliados apresentam áreas abaixo da curva (AAC), que, segundo Guzzetti (2005), os classifica como modelos aceitáveis.

Analizando as três curvas obtidas, constata-se que o traçado é muito semelhante assim como o valor de AAC, para as três situações. No entanto, a curva que apresenta uma AAC ligeiramente mais elevada em relação às outras, é a curva obtida através do mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pela expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009) com uma AAC de 0,759. Relativamente à qualidade do mapa de suscetibilidade, constata-se que existe uma boa capacidade de ajuste do modelo, devido à boa relação que se verifica entre verdadeiros positivos e falsos positivos, pois, por observação gráfica observa-se que para uma taxa de falsos positivos de 30%, o modelo discrimina 70% de verdadeiros positivos, isto é, 70% da área deslizada. É lícito concluir que o mapa de suscetibilidade gerado pelo método do Talude Infinito, para a espessura de solo potencialmente instável referida, é o que produz melhores resultados na avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente na zona em estudo.

Para o mapa de suscetibilidade referente ao modelo de espessura de solo potencialmente instável proposto por Saulnier *et al.*, (1997) e para o modelo de espessura de solo constante (0,8m), obtiveram-se resultados de AAC de 0,744 e 0,743, respetivamente. Estes dois valores encontram-se muito próximos um do outro, pelo que a sua qualidade preditiva é idêntica, e muito semelhante à do modelo com melhor validação. No entanto, por observação gráfica observa-se que, para os mesmos 30% de falsos positivos o modelo proposto por Saulnier *et al.* (1997) discrimina cerca de 65% de verdadeiros positivos. O mesmo acontece no modelo de espessura de solo constante, em que para os 30% de falsos positivos o modelo discrimina cerca de 66%/67% de verdadeiros positivos, aproximando-se ainda mais do modelo com melhor capacidade preditiva.

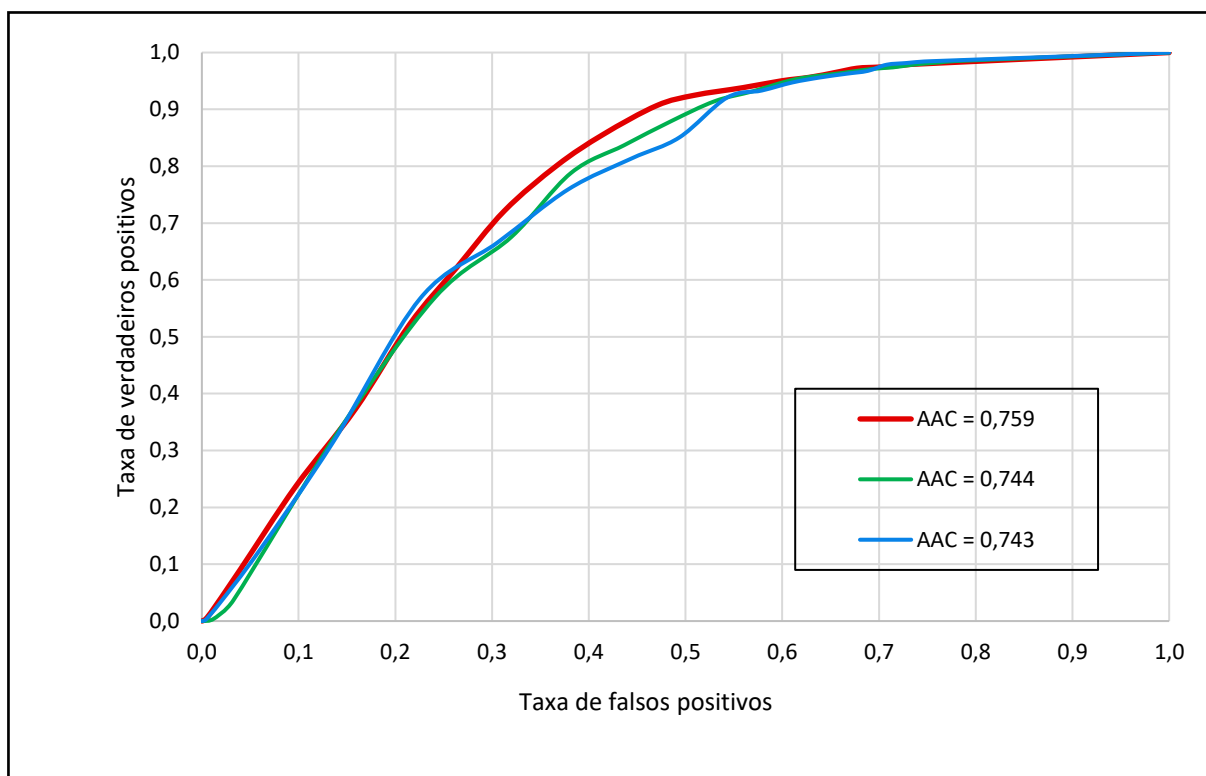


Figura 7.2 - A vermelho: Curva de sucesso (ROC) representativa do mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pela expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009); a verde: Curva de sucesso (ROC) representativa do mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pelo modelo proposto por Saulnier et al. (1997); a azul: - Curva de sucesso (ROC) representativa do mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pelo modelo de espessura de solo constante (0,8m).



## 8. Sensibilidade do modelo do Talude Infinito à variação da água no solo (cenário precipitação = 0 mm/dia)

Como já foi referido, a precipitação desempenha um papel preponderante na ocorrência de movimentos de vertente. A região em estudo não é das zonas do país mais afetada pelos eventos de precipitação de inverno, mas ainda assim, é afetada o suficiente para que estes possam saturar os solos o suficiente e levar à ocorrência de movimentos de vertente.

Nesta região o verão é quente e seco, com escassos episódios de precipitação. A fim de se obter um cenário de suscetibilidade referente ao período de verão, considerou-se que os valores de precipitação nessa altura seriam nulos e, conseqüentemente, a razão entre a espessura de solo potencialmente instável e de solo saturado –  $m$  – também terá valor 0 (zero).

Inicialmente supôs-se que ocorreriam movimentos de vertente em certas zonas com maior declive, principalmente nas zonas escarpadas, independentemente da presença de água ou não. Pois, trata-se de zonas com declives muito elevados, sendo este o principal fator desencadeante de movimentos de vertente, ao contrário das zonas com declives mais suaves onde a água (e o tipo de litologia) são os fatores que mais condicionam a estabilidade.

Após a aplicação do modelo do Talude Infinito para  $m = 0$ , ocorreu uma drástica redução das zonas instáveis, e, tal como seria esperado, apenas as zonas com declives mais acentuados ( $> 25^\circ$ ) se apresentaram instáveis e com valores de FS  $\leq 1$  (Figura 8.1).

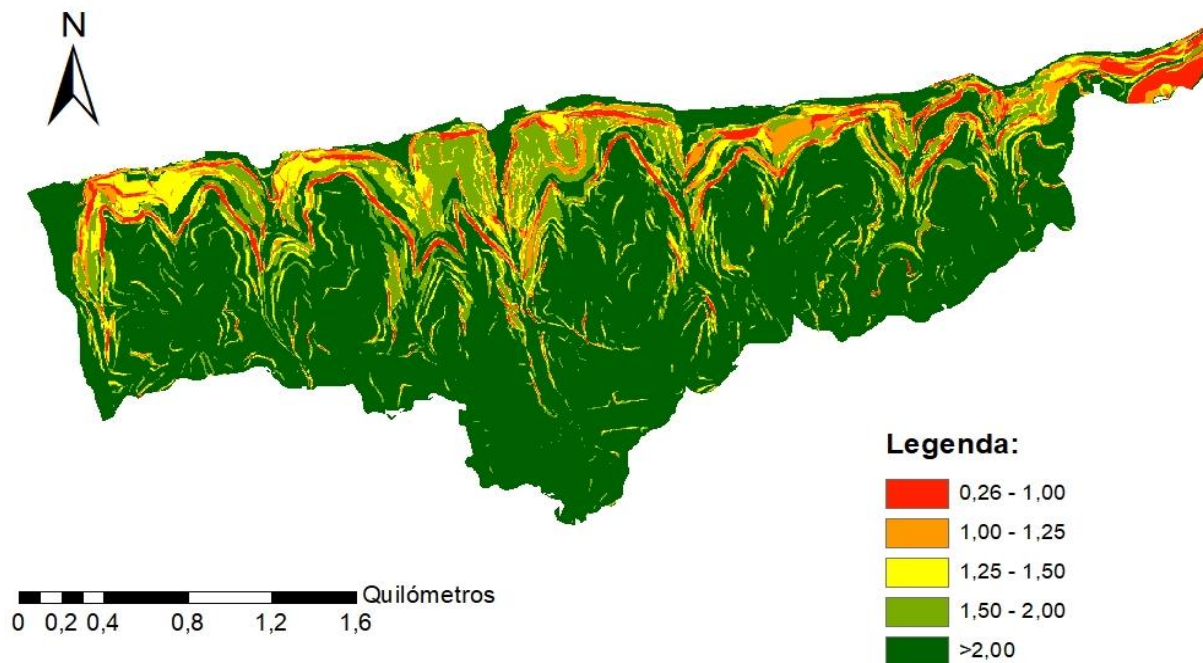


Figura 8.1 - Mapa de suscetibilidade obtido para uma situação de precipitação = 0 mm/dia ( $m=0$ ).

## 9. Mapa de suscetibilidade final

Após concluída a validação dos mapas de suscetibilidade obtidos para cada modelo de espessura de solo potencialmente instável, definiu-se como mapa de suscetibilidade final aquele com melhor qualidade de predição, que correspondeu ao mapa de suscetibilidade referente à espessura de solo potencialmente instável obtida pela expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009) com uma AAC de 0,759 (vide capítulo 7).

A este mapa aplicou-se a informação cartográfica representativa do uso e ocupação do solo, para que este fosse o mais verídico possível, aproximando-se o mais possível com o que se passa realmente no terreno. Também nos permite ter uma noção ainda que pequena, dado que as diferenças são um pouco minuciosas, das zonas que se encontram urbanizadas, mas que em condições de terreno exposto seriam consideradas áreas instáveis.

Para os intervalos de FS consideraram-se as seguintes classes de suscetibilidade (Tabela 9.1):

Tabela 9.1 - Classes de suscetibilidade referentes a cada intervalo de valores de fator de segurança.

Fator de Segurança	Classe de suscetibilidade
< 1,0	Muito elevada
1,0 – 1,25	Elevada
1,25 – 1,50	Moderada
1,50 – 2,0	Baixa
> 2,0	Muito baixa

O mapa de suscetibilidade final à ocorrência de movimentos de vertente encontra-se representado na Figura 9.1, e, na Figura 9.2 o mapa de suscetibilidade final contemplando a cartografia pelo Valor Informativo que foi realizada para a REN (Marques *et al.*, 2017).

Por comparação visual do mapa de suscetibilidade final com a cartografia pelo Valor Informativo que foi realizada para a REN, observa-se que as duas cartografias se encontram praticamente sobrepostas, exceto em algumas zonas que foram classificadas com suscetibilidade “muito elevada”, mas, que não se encontram abrangidas na cartografia realizada para a REN. Tal situação pode sugerir que nessas zonas tenham ocorrido escorregamentos que não foram ainda cartografados.

Também nos permite inferir sobre a qualidade do modelo de base física utilizado no presente trabalho, visto que, em termos cartográficos, os resultados se encontram muito próximos dos obtidos pelo método de base estatística do Valor Informativo.

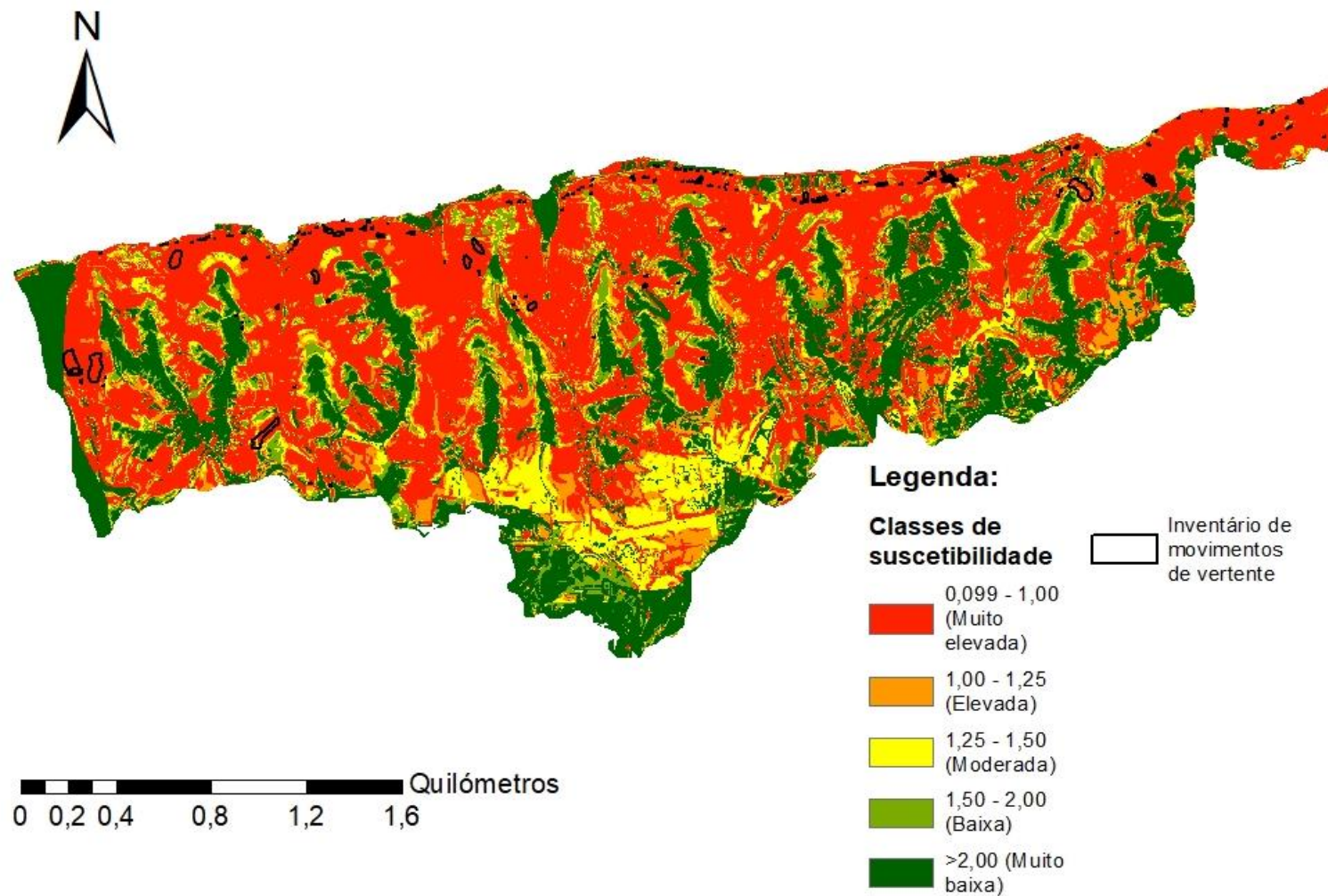


Figura 9.1 - Mapa de suscetibilidade final para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009), contemplando o uso e ocupação do solo.



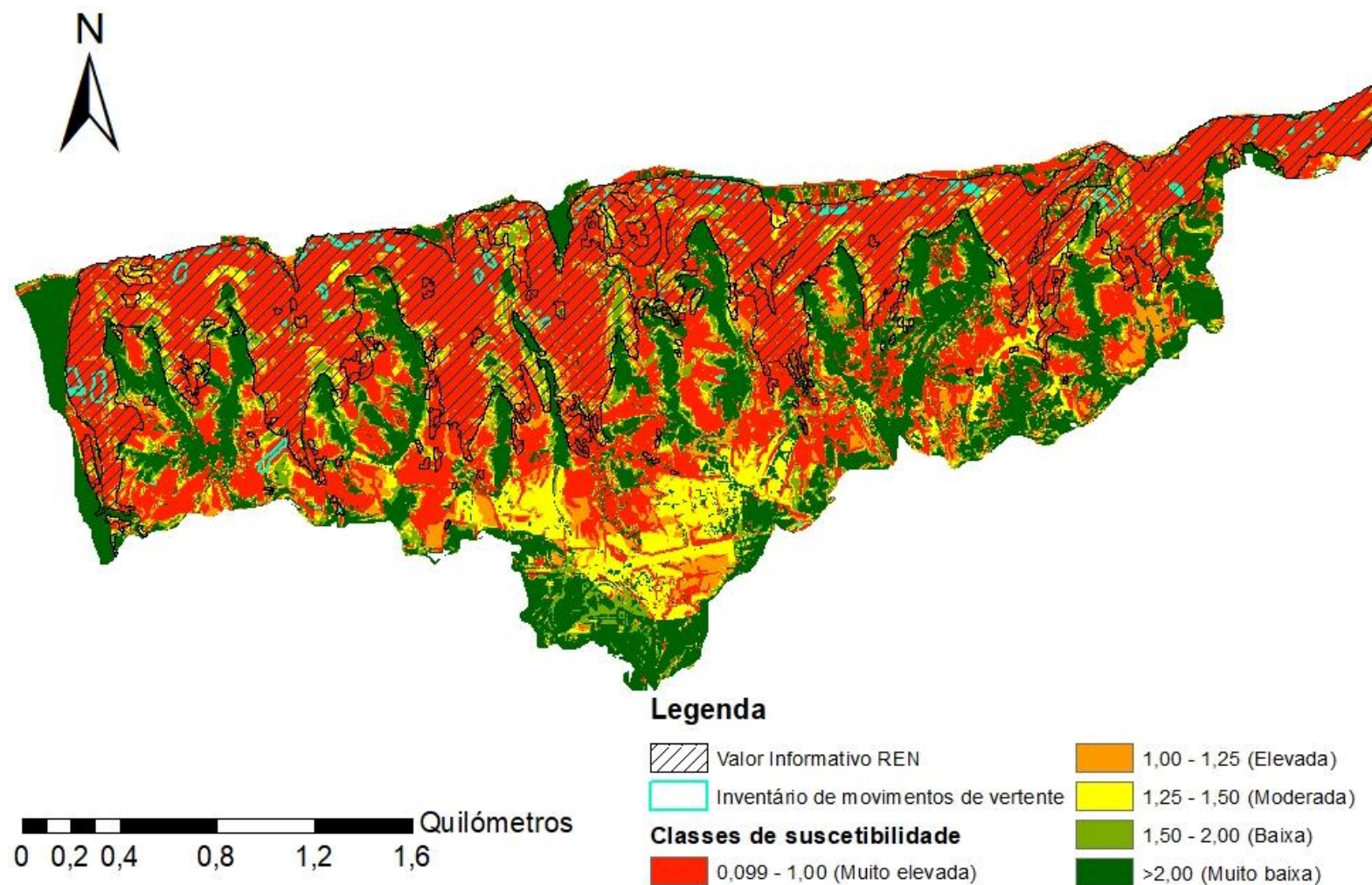


Figura 9.2 - Mapa de suscetibilidade final para o modelo de espessura de solo potencialmente instável obtido através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti et al. (2009), contemplando o uso e ocupação do solo e as recomendações das Orientações Estratégicas da REN pelo método do Valor Informativo (Marques et al., 2017).

## 10. Discussão de resultados e conclusões

No presente trabalho pretendeu-se a realização de um mapa de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente para o limite norte do Concelho de Almada. Existem estudos de diversos autores que contribuíram para melhorar o conhecimento da zona em questão e também para outros locais do concelho, a nível do estudo das propriedades geotécnicas dos terrenos, da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, da hidrogeologia e do ordenamento do território, no entanto, ainda não serão suficientes para um conhecimento aprofundado.

A zona alvo deste estudo possui um enorme potencial de requalificação, sendo esse o principal objetivo da REN, assim como o de preservação da paisagem como fator de valorização do território. Esta é uma das principais razões que levou à realização deste trabalho, dado que esta zona possui um registo de grande número de movimentos de vertente ocorridos nos últimos anos, e dada a sua predisposição para este tipo de fenómenos, muitos mais podem vir a desencadear-se, pondo em risco as estruturas existentes e também futuras construções e projetos que se pretendam implementar nesta zona.

Para a produção dos modelos de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente usaram-se métodos de base física, como o modelo do Talude Infinito, proposto por (Sharma, 2002), que permitiu o cálculo do Fator de Segurança, e a aplicação do modelo hidrogeológico SHALSTAB, proposto por Montgomery & Dietrich (1994) para o cálculo da razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado, usada na expressão do cálculo do FS.

Para se proceder à implementação dos modelos foi necessário preparar os elementos da cartografia de base como o mapa geológico, mapa de uso e ocupação do solo e o MDT para a obtenção do declive, assim como, pesquisa, análise e tratamento dos dados referentes às características geológicas e geotécnicas dos terrenos de cada unidade geológica abrangida pela área de estudo e dos dados de precipitação recolhidos e também a obtenção da espessura de solo potencialmente instável e a sua distribuição cartográfica. No final foi realizada a validação dos modelos de base física a fim de se avaliar a sua qualidade preditiva.

Todos os parâmetros e variáveis necessários à aplicação dos modelos, foram tratados com o maior rigor possível para que não se gerassem erros aquando da aplicação dos respetivos modelos. Os parâmetros geotécnicos constituíram um elemento fulcral para a aplicação do modelo, pois, são estes que controlam a boa ou má qualidade geotécnica dos terrenos. Tomaram-se como base os valores usados por Vasconcelos (2011) para o concelho de Lisboa, por se tratarem das mesmas unidades litostratigráficas, no entanto, esses valores passaram, posteriormente, por um processo de retroanálise a fim de serem calibrados para a situação em causa, com o objetivo de se obter os valores de coesão e ângulo de atrito para os quais se desencadearam os movimentos de vertente, tendo-se optado por manter os valores dos pesos volúmicos pela reduzida influência que têm no modelo.

Relativamente aos dados de precipitação, estes abrangeram um período temporal de 32 anos (1985-2017), período considerado como razoável para o estudo da relação dos eventos de precipitação com a ocorrência dos movimentos do passado. Dadas as falhas de informação de qualidade sobre os dados de precipitação diária teve de se adotar o método de transferência de informação por correlação de dados de precipitação para preencher as lacunas existentes nas séries de precipitação. Para tal, usaram-se três estações distintas para garantir que as falhas fossem reduzidas. Recorreram-se aos dados da estação do Monte da Caparica, sendo esta a única na zona em estudo que possuía dados desde 1985 até à atualidade (com falhas temporais), à estação de Vila Nogueira de Azeitão, localizada também na margem sul do Tejo, com dados até aos dias atuais (com falhas temporais) e à estação de São Julião do

Tojal, sendo esta última a estação mais completa mas com dados apenas até 2012. Após realizada a correlação dos dados e o tratamento dos mesmos obteve-se uma expressão de Cr (precipitação acumulada) para a área de estudo, tendo por base o método usado nos trabalhos desenvolvidos por Zêzere *et al.* (2002, 2005, 2008, 2014) para a região norte de Lisboa. Esta nova expressão obtida pode ser usada, eventualmente, para toda a península de Setúbal, dado o regime de precipitação ser semelhante. Os valores de Cr obtidos foram substituídos na expressão do cálculo do  $m$  pelo parâmetro  $q$ .

O parâmetro mais importante e de mais difícil determinação foi a espessura de solo potencialmente instável ( $h$ ). A escassa informação e de dados de qualidade de sondagens, assim como, a impossibilidade de recolha de dados de campo, fez com que houvesse necessidade de se recorrer a métodos empíricos para a determinação deste parâmetro. O mesmo foi obtido usando três modelos de espessura de solo potencialmente instável distintos: - modelo proposto por Saulnier *et al.* (1997) baseado no declive; - expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009); - espessura de solo constante, 0,8m (valor aproximado por observação de alguns dados de sondagens). Após aplicação destes modelos chegaram-se a valores de  $h$  (exceto para  $h$  constante, dado que o valor definido é igual para toda a área) bastante razoáveis tendo em conta as características geológicas e geomorfológicas da área de estudo. É importante referir que se tratam de valores aproximados da espessura real de solo potencialmente instável e que foram ajustados o melhor possível a fim de se reduzirem as incertezas.

Quanto à razão entre a espessura de solo potencialmente instável e a espessura de solo saturado ( $m$ ), esta foi calculada para os três modelos de  $h$  utilizados, obtendo-se assim três mapas de distribuição deste parâmetro. Este parâmetro foi determinado apenas para o cenário de 1 dia de precipitação, dado que o modelo hidrogeológico não contempla o acumulado da precipitação para mais que 1 dia, assumindo que estamos apenas a aumentar a precipitação efetiva –  $q$ .

Posto isto procedeu-se ao cálculo do Fator de Segurança para os três modelos acima mencionados com a produção dos mapas de suscetibilidade. Fazendo a comparação visual entre os mapas denota-se que o zonamento é muito semelhante entre eles, apenas com pequenas diferenças visíveis. Com o cálculo e representação das curvas ROC foi possível transformar essas diferenças de qualitativas para quantitativas pelo cálculo da área abaixo da curva (AAC), em que se obteve um valor de 0,759 para o modelo de espessura de solo potencialmente instável através da expressão deduzida da regressão da profundidade dos movimentos pelo modelo proposto por Guzzetti *et al.* (2009), apesar de todos os modelos se inserirem no grupo dos modelos “corretos” segundo Guzzetti (2005). O modelo com maior AAC encontra-se inserido do grupo dos modelos “aceitáveis”, segundo o mesmo autor.

O mapa de suscetibilidade final contemplou o uso e ocupação do solo, onde apenas se verificam pequenas diferenças com o mapa de suscetibilidade para o terreno exposto para toda a área.

Realizou-se também um mapa de suscetibilidade tendo em conta um cenário de precipitação = 0 mm/dia, onde se simulou o período de verão. Como seria de esperar, as zonas instáveis estão associadas às zonas de maior declive ( $> 25^\circ$ ), ou seja, as áreas correspondentes a escarpas e que são naturalmente locais com elevada propensão para a ocorrência de escorregamentos planares com superfície de rotura muito inclinada, tombamentos e desabamentos, que podem ocorrer mesmo em situações de pluviosidade fraca.

O mapa de suscetibilidade final obtido apresenta-se avaliado quanto ao valor de valor do Fator de Segurança e quanto à classe de suscetibilidade para cada intervalo de FS. Este, apesar de cobrir áreas bastante extensas, o que é natural numa área que no geral, tem elevada propensão à ocorrência de instabilidades em vertente, apresenta resultados cartográficos razoáveis, abrangendo a quase totalidade

dos escorregamentos inventariados, apresentando pois boas potencialidades para o desenvolvimento e melhoria deste tipo de estudos.

O mapa de suscetibilidade final é razoavelmente concordante com a cartografia pelo Valor Informativo que foi realizada para a REN, o que nos permite inferir sobre a qualidade do modelo de base física utilizado no presente trabalho, visto que, em termos cartográficos, os resultados se encontram muito próximos dos obtidos pelo método de base estatística do Valor Informativo, pelo que as respostas do modelo de base física foram bastante razoáveis.

Em suma, toda a área em estudo pode ser desenvolvida no futuro com a implementação de novas infraestruturas e requalificação, mas há que se ter um especial cuidado com as zonas classificadas como “Moderada” a “Muito elevada”, dado que, são estas onde se podem vir a desencadear movimentos de vertente podendo ter que ser realizadas obras de contenção ou de tratamento de terrenos.

## 10.1 Trabalho futuro

Com o presente trabalho ficou bem clara a necessidade da realização deste tipo de estudos e a importância da realização de mapas de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, principalmente a nível da prevenção. A qualidade da informação de base é fundamental para a aplicação dos modelos de base física.

Com isto, alguns dos trabalhos futuros a serem realizados, a fim de melhorar a qualidade dos dados de base e consequentemente dos modelos, são os seguintes:

- Construção e atualização do inventário de movimentos de vertente, para registo de movimentos futuros e/ou de movimentos que ainda não foram cartografados;
- Melhorar o nível de informação referente às características geotécnicas dos terrenos;
- Melhorar o nível de informação referente à geologia, mais propriamente dos limites geológicos das unidades litostratigráfica;
- Obter informação relativa à percentagem de infiltração de água nos solos consoante o uso do solo;
- Ensaiai a aplicação de modelos de suscetibilidade e hidrogeológicos mais evoluídos.

## 11. Referências Bibliográficas

- Aleotti, P. C. (1999). *Landslide hazard assessment: Summary review and new perspectives*. . Bulletin of Engineering Geology and the Environment. Vol. 58: pp. 21-44.
- Almeida, C. C. (1973). *O Corte da Portagem (Almada). Estratigrafia e Paleontologia*. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 50 pp.
- Almeida, I. M. (1991). *Características Geotécnicas dos Solos de Lisboa*. Dissertação Apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geotecnia. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Antunes, M., & Legoinha P., N. A. (1996). *The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Península, Portugal) from Lower to earlier Middle Miocene*. Géologie de la France (BRGM/SGT), n. 4, pp.59-77.
- Antunes, M., & Pais, J. & Legoinha, P. (1992). *Neogene deposits of Lisboa and Setúbal Peninsula*. Excursion A. Ciências da Terra (UNL), n° especial II, pp.29-35.
- Antunes, M., Elderfield, H., & Legoinha P., N. A. (1998). *A stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus basin (Lisbon, Setúbal Península, Portugal). Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages*. . 18 pp. (no prelo).
- Azevedo, T. M. & Cardoso, J. (1985). *Formações Plio-Quaternárias da Península de Setúbal (livro guia da excursão)*. . 1ª Reunião do Quaternário Ibérico, GTPEC e GECUA. Lisboa, 58pp.
- Azevedo, T. (1982). *O Sinclinal de Albufeira. Evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 302 pp.
- Bi, J. & Bennett, K. P. (2003). *Regression Error Characteristic Curves*. Proceedings of the Twentieth International Conference on Machine Learning (ICML-2003), Washington D.C.
- Braga, A. C. (2000). *Curvas roc: Aspectos funcionais e aplicações*. Universidade do Minho, Braga: Dissertação submetida à Universidade do Minho para obtenção do grau de doutor no Ramo de Engenharia de Produção e Sistemas, Área de Métodos Numéricos e Estatísticos.
- Cabral, J. (1988). *Introdução à Neotectónica*. Geonovas, vol. 10, pp.55-65.
- Cabral, J. (1995). *Neotectónica em Portugal Continental*. Memórias dos Servo Geol. Portugal, n° 31, 237 pp.
- Cabral, J., & Dias, R. & Brum, A. (1984). *Estudo de falhas afectando formações plio-quaternárias na zona da Fonte da Telha (Península de Setúbal)*. Com. dos Servo Geol. Portugal, 1.70., fase. 1, pp.83-91.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., & Reichenbach, P. (1991). *GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard*. Earth Surface Processes and Landforms. 16 (5): 427 – 445.
- Choffat, P. (1908). *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida*. Comm. du Service Géol. du Portugal, Lisboa, 89 pp.

- Chung, C. J., & Fabbri, A. G. (2003). *Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping*. Natural Hazards. 30: 451 – 472.
- Chung, C.-J. F., & Fabbri, A. G. (1999). *Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping*. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. 65(12): 1389 – 1399.
- Construções Técnicas, SARL. (1975). *Fundo de Fomento da Habitação - Plano integrado de Almada - Monte de Caparica - Reservatório de água. Reconhecimento geotécnico*.
- Construções Técnicas, SARL. (1982). *Prospecção geotécnica para estudo das fundações de silos metálicos em Palença*. TAGOL - Companhia de Oleaginosas Tejo.: Relatório.
- Costa, C. N. (1985). *Fenómenos de instabilidade nas escarpas da margem esquerda do Tejo (zona de Almada)*. Boi. Geotécnico (SAGT-FCTIUNL), nº 1, pp.101-114.
- Cotter, J. (1903-04). *Esquisse du Miocène marin portugais*. In G.Dollfus, RCoUer & IP.Gomes, *Mollusques tertiaires du Portugal. Planches de Céphalopodes, Gasterópodes et Pélécypodes laissées par F. A. Pereira da Costa, accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse . et d'une esquisse géologique*. Mem. Comm. Servo Geol. Portugal, Lisboa, 44 pp.
- Cotter, J. (1956). *O Miocénico marinho de Lisboa (obra póstuma)*. Com. Servo Geol. Portugal, Lisboa, supI. ao t. XXXVI, 170 pp.
- Cruden, D. M. (1991). *A simple definition of a landslide*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment.
- Custódio, E. & Llamas, M. R. (1976). *Hidrologia Subterranea. Tomo I e II*. Ediciones Omega S.A., Barcelona, 2359 pp.
- FCT/CEG., C. & CMA/DEGAS (2005). *Carta Geológica do Concelho de Almada na escala 1:20000 com Pormenorização da Zona Ribeirinha Norte na escala 1:15000*. Almada.: Acessível na Câmara Municipal de Almada. Departamento de Estratégia e Gestão Ambiental Sustentável da Câmara Municipal de Almada e Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.
- Fonseca, B. (1977). *Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne. XVIII - Coupe de Palença, rive gauche du Tage: stratigraphie et micropaléontologie (Coccolithophoridés)*. Ciências da Terra (UNL), nº 3, pp.61-99.
- Guzzetti, F. (2005). *Landslide Hazard and Risk Assessment*. Tese de Doutoramento, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Rheinischen Friedrich Wilhelms. Universität Bonn, 389 pp.
- Guzzetti, F. A., Ardizzone , F., Cardinali, M., Rossi, M., Valigi, D., (2009). *Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 279. pp. 223-229.
- Hutchinson, J. N. (1995). *Keynote paper: Landslide hazard assessment in Bell (Eds.)*. Landslides, A.A. Balkema, Rotterdam, 1805 – 1841.
- IGME. (1987). *Manual de Taludes*. Madrid, 456 pp.: Serie Geotecnia, Instituto Geológico y Minero de España.
- Iverson, R. (2000). *Landslide triggering by rain infiltration*. Water Resources Research, vol. 36, no. 7, pages 1897–1910.

- Jonet, S. (1972-73). *Étude des otolithes des téléostéens (Pisces) du Miocène des environs de Lisbonne*. Portugal, Lisboa: Com. Serv: Geol. LVI, pp.107-328.
- Kullberg, M.C. & Kullberg, J.C. (1998). *Estudo fotogeológico e interpretação tectónica da Serra da Arrábida*. Gaia (no prelo).
- Lajas, S. M. (2016). *Integração de métodos estatístico e determinístico para a avaliação da suscetibilidade a deslizamentos superficiais*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Lisboa.
- Lamas, P. C. (1998). *Os taludes da margem sul do Tejo - evolução geomorfológica e mecanismos de rotura*. . Monte da Caparica, Almada.: Dissertação apresentada para obtenção do grau de Doutor em Geotecnia, especialidade de Geologia de Engenharia, pela Universidade Nova de Lisboa. Faculdade de Ciências e Tecnologia.
- Lencastre, A. & Franco, F. (2006). *Lições de Hidrologia*. Fundação FCT, Lisboa, 451 pp.
- Malet J. P., Asch. Th. W. J., Beek, R., Maquaire, O. (2005). *Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model*. Natural Hazards and Earth System Sciences. pp. 71-85.
- Marques, F. M. (2008). *Desastres Naturais, minimizar o risco, maximizar a consciencialização, Instabilidade de vertentes: previsão, prevenção e tratamento*. Ano Internacional do Planeta Terra, Lisboa. pp. 17-18.
- Marques, F. M., Queiroz, S., Gouveia, L., Vasconcelos, M. (2017). *Slope, Scarp and Sea Clif Instability Susceptibility Mapping for Planning Regulations in Almada County (Portugal)*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 95(2) 022022, 10p. (doi:10.1088/1755-1315/95/2/022022) ( <http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/95/2/022022> ).
- Marques, F. M. (2015). *Ajuste e validação de áreas de instabilidade de vertente e arribas e sua conformação com as bases cartográficas da CMA à escala 1/1000 homologadas em 2014*. Relatório técnico, FFCUL - Câmara Municipal de Almada, 38 p., 18 mapas vectoriais.
- Montgomery, D., & Dietrich, W., E. (1994). *A physically based model for the topographic control on shallow landsliding*. . Water Resources Research. vol. 30, No.4. pp. 1153-1171.
- O'Loughlin, E. M. (1986). *Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis*. . Water Resources Research, 22: 794–804.
- Pack R.T., Tarboton, D. G., Goodwin, C. N. (1998). *Terrain stability mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00*. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, Canada, 68 p.
- Pais, J. (1981). *Contribuição para o conhecimento da vegetação miocénica da parte ocidental da bacia do Tejo*. Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 328 pp.
- Pimenta, R. (2011). *Avaliação da susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente com métodos de base física*. Lisboa: Dissertação de mestrado em Geologia do Ambiente (Riscos Geológicos e Ordenamento do Território). Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências.
- Popescu, M. E. (1994). *Suggested method for reporting landslide causes*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 50: 71-74.

- Reichenbach, P. C. (1998). *Regional Hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (central Italy)*. Environmental Geology, 35 (2–3): 146-159.
- Reis, R. M., Gonçalves, M. Z. (1981). *Caracterização climática da região agrícola do Ribatejo e Oeste*. O Clima de Portugal (INMG), fase. XXXII, 194 pp.
- Ribeiro, A. (1988). *A tectónica Alpina em Portugal*. Geonovas, vol. 10, pp.9-II.
- Ribeiro, A., Kullberg, M., Kullberg, J., & Manuppella, G. &. (1990). *A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks*. . Tectonophysics, vol. 184, pp.357-366.
- Ribeiro, A., Ramalho, M., & Azevedo, M. &. (1986). *A Neotectónica na Península de Setúbal (guia de campo para a excursão B2/B3)*. 2º Congo Nac. de Geologia, Universidade de Lisboa, 27 pp.
- Saulnier, G. B. (1997). *Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL*. Journal of Hydrology. December 1997, Pp. 158-172.
- SEG, Serviço de Engenharia e Geotecnia. (1996). *Aluimento de terras na EN 377-1*. Reconhecimento geológico e geotécnico.
- Sharma, S. (2002). *Slope Stability Concepts*. Em: Abramson, L. W., Lee, T. S., Sharma, S. E Boyce, G. M. (Eds.) – *Slope Stability and Stabilization Methods*. New York, pp. 329-461.: John Wiley & Sons, Inc.,.
- Silva A. P. da. (2003). *Cartografia geotécnica do concelho de Almada e o Sistema de Informação GEO-ALMADA*. Lisboa: Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Geotecnia (especialidade em Geologia de Engenharia), UNL, 2 vols: 343pp.
- Silva, A. P., Lamas, P. C., Rodrigues-Carvalho, J. A., (2006). *Carta de suscetibilidade aos movimentos de terreno do Concelho de Almada, 1:10000*. Monte da Caparica, Portugal.: Centro de Estudos Geológicos da UNL.,.
- Simões, M. M. (1998). *Contribuição para o conhecimento hidrogeológico do Cenozóico na Bacia do Baixo Tejo*. Dissertação apresentada à Universidade Nova de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia.
- Stone, B. B. (2006). *Urban form and watershed management: how zoning influences residential stormwater volumes*. Environment and Planning B: Planning and Design. Great Britain, vol. 33, pp. 21-37.
- Terzaghi, K. (1950). *“Mechanisms of Landslides”*. Geotechnical Society of America, Berkeley.
- Tecnasol, Injecções, Sondagens e Fundações, Lda. (1987) - Município de Almada, Serviços Municipalizados de Água e Saneamento - Projecto do túnel Tg. Estudo geológico e geotécnico.
- Vallejo L., F. M. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid, 744 pp.: Pearson Educación.,.
- Varnes, D. J. (1978). *Slope Movement Types and Processes*. Em: Schuster, R. e Krizek, R. (Eds) – *Landslides – Analysis and Control*. Special Report 176, Transportation Research Board, National Academy of Science, Washington D.C., pp. 11-33.
- Varnes, D. J. (1984). *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Volume 3, Natural Hazards*. Paris, 63pp.: UNESCO.,.



- Vasconcelos, M. (2011). *Cartografia de susceptibilidade à ocorrência de movimentos de vertente em contexto urbano: o concelho de Lisboa*. Lisboa: Dissertação de mestrado em Geologia do Ambiente (Riscos Geológicos e Ordenamento do Território), Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências.
- Zbyszewski, G. (1957). *Le Burdigalien de Lisbonne. Com. Servo Geol. Portugal, 1. XXXVIII, pp.91-226.*
- Zbyszewski, G. (1963). *Carta geológica dos arredores de Lisboa na escala 1:50000. Notícia Explicativa da folha 4 (Lisboa)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 93 pp.
- Zêzere J. L., Trigo, R., M., Trigo, I. F., (2005). *Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation*. Natural Hazards and Earth System Sciences 5: 331-344.
- Zêzere J. L., Vaz, T., Pereira, S., Oliveira, S. C., Marques, R., Garcia, C. A. R., (2014). *Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art*. Environ Earth Sci (2015) 73:2917–2936.
- Zêzere, J. L. (2001). *Distribuição e ritmo dos movimentos de vertente na região a Norte de Lisboa*. Relatório nº 38, Centro de Estudos Geográficos, Área de Geografia Física e Ambiente, Lisboa, 167 pp.
- Zêzere, J. L., Rodrigues, M. L., (2002). *Rainfall Thresholds for Landsliding in Lisbon Area (Portugal)*. Rybar, Stemberk & Wagner (Eds.), Landslides, A.A. Balkema, Lisse, pp. 333-338.
- Zêzere, J. L., Trigo, R. M., Fragoso, M., Oliveira, S. C., Garcia, R. A. C. (2008). *Rainfall-Triggered Landslides Occurred in the Lisbon Region in 2006: Validation of Regional Rainfall Thresholds and Relationships with the North Atlantic Oscillation*. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8, European Geosciences Union, pp. 483-499.

## 12. Anexos

Anexo 1. Períodos temporais para a qual é excedida a quantidade de precipitação acumulada necessária para a ocorrência de movimentos de vertente.

*Anexo 1 - Períodos temporais para a qual é excedida a quantidade de precipitação acumulada necessária para a ocorrência de movimentos de vertente.*

<b><u>Limiares</u></b>					
<b>1 dia</b>	<b>2 dias</b>	<b>3 dias</b>	<b>5 dias</b>	<b>7 dias</b>	<b>15 dias</b>
19/10/1997	19/10/1997	19/10/1997	08/12/1989	22/01/1985	26/01/1985
21/11/1997	a	21/10/1997	18/10/1990	a	a
30/01/2004	20/10/1997	04/11/1997	03/11/1993	23/01/1985	27/01/1985
20/11/2007	03/11/1997	07/12/2000	29/12/1995	09/10/1989	26/11/1989
18/02/2008	31/01/2004	22/12/2000	a	18/10/1990	a
	20/11/2007	18/02/2008	31/12/1995	a	27/11/1989
	18/02/2008	20/02/2008	09/01/1996	20/10/1990	05/12/1989
	19/02/2008		12/01/1996	16/10/1993	a
			a a	a	10/12/1989
			13/01/1996	17/10/1993	12/12/1989
			22/12/1996	03/11/1993	a
			24/12/1996	a	19/12/1989
			a	06/11/1993	21/12/1989
			25/12/1996	29/12/1995	a
			20/10/1997	a	23/12/1989
			a	31/12/1995	25/12/1989
			23/10/1997	01/01/1996	a
			04/11/1997	a	30/12/1989
			a	02/01/1996	23/10/1990
			06/11/1997	09/01/1996	a
			22/10/1999	a	28/10/1990
			24/10/1999	15/01/1996	29/12/1995
			07/12/2000	22/12/1996	a
			a	a	31/12/1995
			09/12/2000	25/12/1996	01/01/1996
			23/12/2000	20/10/1997	a
			a	a	23/01/1996
			24/12/2000	25/10/1997	01/02/1996
			26/12/2000	06/11/1997	a
			01/02/2004	a	04/02/1996
			18/02/2008	08/11/1997	21/12/1996
			a	22/10/1999	a
			22/02/2008	a	31/12/1996
				26/10/1999	

09/10/2010	07/12/2000	01/01/1997
a	a	a
13/10/2010	10/12/2000	04/01/1997
09/03/2013		27/10/1997
	24/12/2000	a
	a	31/10/1997
	28/12/2000	01/11/1997
	03/11/2005	a
	18/02/2008	03/11/1997
	a	06/11/1997
	24/02/2008	a
	09/10/2010	10/11/1997
	a	12/11/1997
	14/10/2010	a
	11/03/2013	16/11/1997

Anexo 2. Dificuldade de obtenção dos parâmetros utilizados no cálculo do Fator de Segurança e a sua influência nos resultados obtidos.

4.2. DADOS DE BASE		
$FS = \frac{c + h \cos^2 \beta [(1 - m)\gamma_s + m\gamma_{sub}] \tan \phi}{h \sin \beta \cos \beta [(1 - m)\gamma_s + m\gamma_{sat}]}$		
$m = \frac{d_w}{h}$		
Sharma(2002)		
Dificuldade de obtenção		Influência nos resultados
Baixa	$\beta$ – Declive da vertente (°)	Muito Elevada
Moderada	$\gamma_s$ – Peso volúmico natural do solo (kN/m <sup>3</sup> ) $\gamma_{sat}$ – Peso volúmico do solo saturado (kN/m <sup>3</sup> ) $\gamma_{sub}$ – Peso volúmico do solo submerso (kN/m <sup>3</sup> )	Baixa
Elevada	$c$ – Coesão (kPa) $\phi$ – Ângulo de atrito interno (°)	Elevada
Muito Elevada	$m$ – Relação entre o solo seco e solo saturado $h$ – Espessura de solo potencialmente instável (m)	Muito Elevada

Anexo 2 - Dificuldade de obtenção dos parâmetros utilizados no cálculo do Fator de Segurança e a sua influência nos resultados obtidos (Adaptado de Marques, 2017).